



Caractérisation et Climatologie des Nuages Mésosphériques Polaires d'après les mesures de l'instrument GOMOS/ENVISAT

Kristell Pérot

► To cite this version:

Kristell Pérot. Caractérisation et Climatologie des Nuages Mésosphériques Polaires d'après les mesures de l'instrument GOMOS/ENVISAT. Physique Atmosphérique et Océanique [physics.ao-ph]. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2012. Français. NNT : . tel-00673370v3

HAL Id: tel-00673370

<https://theses.hal.science/tel-00673370v3>

Submitted on 12 Sep 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THESE DE DOCTORAT DE
L'UNIVERSITÉ PARIS VI - PIERRE ET MARIE CURIE

Spécialité : Aéronomie

École doctorale des Sciences de l'Environnement d'Île de France (ED 129)

**Caractérisation et Climatologie
des Nuages Mésosphériques Polaires
d'après les mesures de l'instrument GOMOS/ENVISAT**

présentée par **Kristell PÉROT**

pour obtenir le grade de
DOCTEUR de l'UNIVERSITÉ PARIS VI

soutenue le 27 janvier 2012
devant le jury composé de :

Présidente	Pr. Hélène CHEPFER	Laboratoire de Météorologie Dynamique (École Polytechnique)
Rapporteur	Pr. Guy MOREELS	UTINAM - Université de Franche-Comté
Rapporteur	Pr. Jörg GUMBEL	MISU - Stockholm University
Examineur	Dr. François FORGET	Laboratoire de Météorologie Dynamique (Jussieu)
Examineur	Dr. Didier FUSSEN	Institut d'Aéronomie Spatiale de Belgique
Directeur de thèse	Dr. Alain HAUCHECORNE	LATMOS
Co-directeur de thèse	Dr. Franck MONTMESSIN	LATMOS (invité)

préparée au LATMOS :
Laboratoire ATmosphères, Milieux et Observations Spatiales
Quartier des Garennes, 11, Bd. D'Alembert 78280 Guyancourt, France

Résumé :

Les nuages noctulescents, également appelés nuages mésosphériques polaires (PMC) lorsqu'ils sont observés depuis l'espace, sont la manifestation visible de petits cristaux de glace d'eau présents en permanence dans la région de la mésopause, l'été à hautes latitudes. Il s'agit de l'endroit le plus froid que l'on peut trouver sur Terre. En raison de l'extraordinaire altitude à laquelle ils se forment (~ 83 km), à la frontière de l'espace, ils illuminent le ciel nocturne après le coucher du Soleil. De plus, leur grande sensibilité aux changements subis par leur environnement fait de ces nuages d'excellents traceurs des processus dynamiques et chimiques complexes qui contrôlent la mésosphère. GOMOS est un instrument dont le fonctionnement est basé sur la technique de l'occultation stellaire. Il est constitué de 4 spectromètres qui opèrent sur un large domaine spectral (UV-vis-proche IR), et de 2 photomètres à haute fréquence d'échantillonnage (470-520nm et 650-700nm). Lors des observations de jour, en plus de la lumière de l'étoile, GOMOS mesure aussi la lumière solaire diffusée par les molécules de l'atmosphère. L'été, au-dessus des pôles, les PMC peuvent être détectés de manière précise à partir du signal enregistré par les photomètres. L'orbite héliosynchrone d'ENVISAT permet de les observer dans les deux hémisphères. Les principales propriétés de ces nuages (fréquence d'occurrence, altitude, luminance) ont ainsi pu être déterminées. De plus, leur observation avec les spectromètres permet de connaître la dépendance spectrale des particules qui les constituent, à partir de laquelle il est possible de déterminer leur rayon. Une climatologie complète de tous ces paramètres a été établie tout au long de 8 années de mesure, de 2002 à 2010.

Mots clés : nuages mésosphériques polaires, nuages noctulescents, mésosphère, mésopause, moyenne atmosphère

**Characterisation and Climatology of Polar Mesospheric Clouds
from GOMOS / ENVISAT Stellar Occultation Instrument**

Abstract:

Noctilucent clouds, also called polar mesospheric clouds (PMC) when observed from space, are the visible manifestation of water ice particles persistently present near the summer mesopause at high latitudes, which is the coldest place on Earth. Because of their extraordinary height of about 83 km, at the edge of space, they can become visible to the naked eye when the sun sinks below the horizon, providing a dazzling display of bluish light. Since these clouds are extremely sensitive to changes in their environment, their observation conveys unique information concerning the various chemical and dynamical processes taking place in the mesosphere. GOMOS is a stellar occultation instrument combining 4 spectrometers in the spectral range 250 to 950 nm (UV-vis-near IR) and 2 fast photometers (470-520nm and 650-700nm). On the day side, in addition to star light, GOMOS measures also the solar light scattered by the atmospheric molecules. In the summer polar days, PMC are clearly detected using the photometers signals. The sun-synchronous orbit of ENVISAT allows observing them in both hemispheres. The main properties of these clouds (occurrence frequency, altitude, radiance) have been retrieved from GOMOS data. A very high accuracy is possible thanks to the solar occultation technique. Moreover, the observation of these clouds with the spectrometers provides the spectral dependence of the light scattered by the PMC particles, from which it is possible to derive their radii. A comprehensive climatology of all these properties has been established throughout 8 years, from 2002 to 2010.

Keywords: polar mesospheric clouds, noctilucent clouds, mesosphere, mesopause region, middle atmosphere

*"Nous n'héritons pas la Terre de nos parents,
nous l'empruntons à nos enfants"*

proverbe africain

(Antoine de Saint-Exupéry,
Terre des Hommes, 1939)

Remerciements

Cette thèse effectuée au LATMOS a été pour moi une expérience très enrichissante, aussi bien sur le plan scientifique que sur le plan personnel. Je tiens à remercier du fond du cœur toutes les personnes qui m’ont aidée, et qui ont contribué à faire de ces trois années une formidable aventure faite de rencontres et de voyages, mais aussi de beaucoup de travail !

Je remercie tout d’abord Alain Hauchecorne et Danièle Hauser, directeurs successifs du Service d’Aéronomie puis du LATMOS, de m’avoir accueillie au sein de leur laboratoire.

Encore merci à Alain, cette fois-ci pour avoir encadré ma thèse. J’ai eu la chance de bénéficier des conseils d’un grand chercheur dans le domaine de la moyenne atmosphère, qui a toujours fait tout son possible pour que ma thèse se déroule dans les meilleures conditions. Je lui en suis très reconnaissante.

Un très grand merci également à mon second directeur de thèse, Franck Montmessin, pour ses conseils avisés et la confiance qu’il a su m’accorder. Expert de l’atmosphère martienne, il a donné à ma thèse sa dimension “multiplanétaire”, et a éveillé ma curiosité pour le domaine de la planétologie.

Je tiens aussi à remercier Jean-Loup Bertaux, le “père de GOMOS”, qui m’a fourni une aide précieuse aux moments où j’en avais besoin. Merci également à Francis Dalaudier et à Laurent Blanot dont la grande connaissance de cet instrument m’a été très utile.

Un grand merci à Anni Määttänen, spécialiste des nuages mésosphériques martiens, qui s’est toujours intéressée à mon travail et m’a, elle aussi, apporté son aide.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance à l’ensemble des membres du jury, en particulier aux deux rapporteurs, Jörg Gumbel et Guy Moreels, qui ont pris le temps de lire ma thèse dans les moindres détails. Merci aussi à mes deux examinateurs, François Forget et Didier Fussen, qui ont suivi mon travail depuis le début, puisqu’ils ont également joué le rôle de tuteurs dans le cadre de mon comité de thèse.

Many thanks to Jörg who, besides having kindly accepted to be one of the reviewers for my thesis dissertation, has also constantly shown interest in my research work. His good advice and his enthusiasm have been of great help to me. He also gave me the opportunity to come visit him and his group in the department of meteorology at Stockholm University. I was kindly treated and I would like to acknowledge the whole middle atmosphere group for their warm welcome. Special thanks to Georg Witt and to his numerous stories regarding PMC research or any other subject.

I have had the opportunity to meet many great researchers during these years, both in the GOMOS and in the mesopause region communities. I am grateful to all those

who have helped me at one point or another. Thanks in particular to Gerd Baumgarten who provided me with the T-matrix results necessary to perform the particle size retrieval.

Durant ces trois années, j'ai également enseigné à l'université Paris VI, dans le cadre d'un monitorat. Je souhaite donc remercier tous les collègues que j'ai côtoyés lors de cette "activité parallèle", en particulier Thomas Risler et toute l'équipe enseignante des LP106 et LV235, ainsi que ma tutrice, Anny-Chantal Levasseur-Regourd.

Merci aussi à toute la clique des thésards et postdocs, avec qui j'ai pu décompresser lors de nos nombreuses pauses repas, café, ping-pong, baby-foot et sorties le soir après le boulot. Merci donc à Nadège, Grégoire, Émilie, Constantino, Thomas, Sahra, Jennyfer, Luca, Maud, Marie, Marion, Audrey, Matthieu, et bien sûr Christophe, avec qui j'ai eu la chance de partager mon bureau pendant ces trois ans. Merci aussi à tous ceux que j'ai côtoyés, de près ou de loin lors de mon passage à Verrières, Guyancourt ou Jussieu, en particulier à mes compagnons de course à pied. Et enfin merci à Yann et Olivier, qui se sont toujours montrés très disponibles pour me dépanner de mes problèmes informatiques (mais oui, c'est toujours non!!).

Un énorme merci également à tous mes amis, en particulier à Anita, ainsi qu'à Ghys pour sa présence quasi quotidienne par mail durant ces trois années et pour son aide en anglais! Merci à mes amis – et pour la plupart anciens coéquipiers – parachutistes, et en particulier à la team Foooooreever : Coppen, Ariane, Fred, Mathieu et leurs blagues pourries! J'ai pu grâce à eux prendre de grands bols d'air frais (et ce n'est pas qu'une façon de parler!). Merci aussi à tous mes amis de master et à mes amis cavaliers.

Je remercie aussi bien évidemment mes parents, qui ont toujours cru en moi. Tout d'abord mon père, qui me "racontait l'Univers" quand j'étais petite. C'est lui qui m'a appris à admirer, à respecter et à vouloir comprendre cette planète sur laquelle je vis. Et enfin, ma mère, qui a été là pour moi chaque seconde de cette thèse et de ma vie. Merci aussi d'avoir eu le courage de relire et de corriger minutieusement chacune des pages de ce "passionnant" ouvrage. C'est grâce à eux que je suis devenue ce que je suis aujourd'hui.

Un grand merci aussi à Marie-France, la meilleure des "tatas", et à Jean-Marie, ainsi qu'à toute ma belle famille : Christian et Sylviane, Gaëtan et Aurélie, Riwan et Sandra, Gaëlle, sans oublier les deux petits, Launee et Alexis.

Enfin, un énorme merci à Kévin, qui a dû me supporter au quotidien pendant ces trois ans, ce qui n'a pas dû être une tâche facile, surtout sur la fin! C'est grâce à lui, à son soutien, à son amour, que j'en suis arrivée là. Nos projets communs sont ma principale source de courage et de motivation.

Et je n'oublie pas bien sûr Poup' et Eden, avec qui tout a commencé, Moustik, qui m'a suivie tout au long de mes études, et Griotte, la petite dernière. Ces compagnons poilus à quatre pattes m'ont eux aussi énormément aidée, à leur façon ...

Présentation de la thèse

Les nuages mésosphériques polaires sont constitués de très petites particules de glace d'eau. Ils sont situés dans la haute mésosphère, région de l'atmosphère extrêmement sèche et ténue. Dans ces conditions si particulières, des températures extrêmement froides doivent être atteintes pour rendre possible la formation de nuages. Ceci se produit au niveau de la mésopause, en été dans les régions polaires. Il s'agit de l'endroit le plus froid que l'on peut trouver sur Terre, avec des températures qui peuvent descendre en dessous de 120 K ($\simeq -150^{\circ}\text{C}$). L'altitude de ces nuages, d'environ 83 km, en fait le phénomène météorologique le plus élevé connu sur notre planète. Ils sont optiquement trop fins pour pouvoir être vus de jour, par un observateur au sol. Mais ils apparaissent cependant après le coucher du Soleil, lorsque les plus basses couches de l'atmosphère s'assombrissent. Ils illuminent alors le ciel nocturne, d'où leur seconde appellation de nuages noctulescents.

Ces mystérieux nuages qui se forment à la frontière de l'espace attirent l'attention des chercheurs, pas seulement par curiosité à propos de leur formation, mais aussi et surtout pour leur grande sensibilité aux changements subis par leur environnement. Leur observation apporte en effet des informations uniques sur les processus dynamiques et chimiques qui régissent la mésosphère. Ils pourraient également être des indicateurs du changement climatique global dans la moyenne atmosphère.

Le travail effectué au cours de cette thèse a consisté à mettre au point un algorithme de détection de ces nuages, à partir des mesures des photomètres de l'instrument spatial GOMOS. La base de données ainsi obtenue a permis d'établir une climatologie générale de leurs propriétés de base. Un autre algorithme a également été développé à partir des mesures des spectromètres, afin d'étudier leurs propriétés microphysiques. Ce mémoire comporte six chapitres :

Le chapitre 1 présente le contexte scientifique dans lequel se situe ce travail. Il s'ouvre sur une description générale de l'atmosphère terrestre, puis se poursuit par une description plus précise de la région de la mésosphère et de la mésopause. Les nuages mésosphériques polaires sont ensuite présentés de manière complète, de leur découverte aux moyens d'observation les plus récents utilisés pour leur étude. L'état actuel de la recherche à leur sujet y est synthétisé.

Le chapitre 2 est consacré à la description de l'instrument et de la base de données utilisés tout au long de ce travail. Les objectifs de la mission GOMOS (*Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars*), embarquée à bord du satellite européen d'observation de la Terre ENVISAT, sont présentés. Le fonctionnement de cet instrument, constitué de photomètres et de spectromètres, est basé sur la technique de l'occultation stellaire. Ceci lui confère des caractéristiques uniques.

Les différentes étapes du développement de la méthode de détection des nuages mésosphériques sont présentées dans le chapitre 3. L'algorithme est basé sur la détection

automatique de la lumière solaire qu'ils diffusent. Celle-ci est en effet à l'origine d'une signature caractéristique sur les signaux enregistrés par les photomètres. Tous les problèmes rencontrés y sont expliqués, puis la méthode finalement sélectionnée y est décrite. La détermination de l'altitude et de la luminance des nuages est également présentée en fin de chapitre.

Le chapitre 4 présente les résultats d'une climatologie des nuages mésosphériques polaires, s'étendant sur 8 ans de données, de 2002 à 2010. Leurs principales propriétés macroscopiques, déterminées à partir des photomètres, sont traitées (fréquence d'occurrence, altitude et luminance). Les mécanismes physiques responsables de leur variation à différentes échelles sont expliqués. La description de ces résultats se base sur de nombreuses comparaisons à d'autres instruments ou modèles.

Le chapitre 5 est quant à lui consacré aux propriétés microscopiques de ces nuages. Un algorithme a été mis au point afin d'estimer la taille des particules de glace qui les constituent à partir de leurs caractéristiques spectrales. Les variations saisonnières, méridiennes et verticales de ce paramètre sont décrites dans le cas de l'hémisphère Nord. Cette étude se base elle aussi sur des comparaisons avec les résultats obtenus dans le cadre d'autres missions.

Enfin, le dernier chapitre est la conclusion générale de cette thèse. Les principaux résultats y sont rappelés, et les nombreuses perspectives ouvertes par ce travail y sont présentées.



Nuage noctulescent photographié en Suède, sur l'île de Djurö (archipel de Stockholm), le 14 juillet 2009, durant le *Layered Phenomena in the Mesopause Region Workshop*.

Table des matières

1	Les nuages mésosphériques polaires et leur environnement	13
1.1	Atmosphère terrestre : Généralités	13
1.1.1	Histoire d'un équilibre indispensable à la vie	13
1.1.2	Composition chimique	14
1.1.3	Structure thermique	16
1.1.4	Autres définitions importantes	20
1.2	La mésosphère et la mésopause, à la frontière de l'Espace	21
1.2.1	Caractéristiques chimiques et radiatives	21
1.2.2	Propriétés dynamiques	23
1.3	Les nuages mésosphériques polaires	27
1.3.1	Historique	28
1.3.2	Formation	31
1.3.3	Observation	34
	À l'œil nu	34
	Satellites	36
	Lidars	40
	Fusées-sondes	41
1.3.4	Intérêt de leur étude	43
	Moyen d'étude de la moyenne atmosphère	43
	Relation avec le changement climatique global ?	44
2	L'instrument GOMOS à bord du satellite ENVISAT	49
2.1	La plateforme ENVISAT	49
2.1.1	Caractéristiques du satellite	49
2.1.2	Objectifs de la mission et instruments	51
2.2	La mission GOMOS : contexte et objectifs scientifiques	54
2.3	La physique des mesures	55
2.3.1	La technique de l'occultation stellaire	55
2.3.2	Description optique de l'instrument	59
	Le système de pointage	60
	Les spectromètres	61
	Les photomètres	64

2.4	Couverture géographique et temporelle	66
2.5	Traitement des données	70
2.5.1	Produits de niveau 1b	71
2.5.2	Produits de niveau 2	71
3	Méthodes d'étude des PMC	
	à partir des photomètres de GOMOS	73
3.1	Rappels utiles de transfert radiatif	73
3.1.1	L'absorption	73
3.1.2	La diffusion	74
	La diffusion Rayleigh	76
	La diffusion de Mie	77
3.1.3	L'émission	80
3.2	Données disponibles pour l'étude de la mésosphère polaire	80
3.3	Géométrie d'observation et signal des photomètres	82
3.4	Algorithme de détection	85
3.4.1	Effet de la présence d'un nuage mésosphérique sur le signal des photomètres	85
3.4.2	Principe et mise au point de la méthode de détection	88
	Première méthode testée (méthode 1)	88
	Méthode sélectionnée (méthode 2) et test	91
3.4.3	Application à l'ensemble des données et problèmes rencontrés	93
	Scintillation	94
	Rayons cosmiques et vent solaire	94
	Lumière parasite fortement variable	96
	Anomalie du système de pointage	97
	Amélioration du seuil de détection	98
3.4.4	Récapitulatif : description synthétique de l'algorithme utilisé	101
3.5	Détermination de l'altitude	102
3.6	Calcul de la luminance	104
4	Climatologie des nuages	
	mésosphériques polaires	109
4.1	Bilan général du processus de détection	109
4.1.1	Récapitulatif de la base de données obtenue	109
4.1.2	Cartographie	111
4.2	Fréquence d'occurrence	113
4.2.1	Évolution saisonnière	113
4.2.2	Comparaison interhémisphérique	114
4.2.3	Variabilité interannuelle	119
4.2.4	Influence des événements à protons solaires	122
4.2.5	Commentaires sur la dépendance zonale	125
4.3	Altitude	125
4.3.1	Altitude moyenne et comparaison interhémisphérique	125
4.3.2	Évolution saisonnière	128

4.3.3	Variation méridienne	129
4.4	Luminance	131
4.5	Évolution à long terme	134
5	Étude spectrale et	
	taille des particules de glace	139
5.1	Description de l'algorithme	139
5.1.1	Principe général	139
5.1.2	Correction des spectres : Retrait de la lumière parasite externe . . .	141
5.1.3	Détermination expérimentale de l'exposant d'Ångström	145
5.1.4	De l'exposant d'Ångström au rayon des particules	148
5.1.5	Discussion et comparaison avec les autres instruments	151
5.2	<i>The PMC Particle Size Working Group</i>	153
5.2.1	Présentation et objectifs	153
5.2.2	Résultats	155
5.3	Application à l'ensemble de la base de données GOMOS	158
5.3.1	Résultats généraux	158
	Hémisphère Nord	158
	Hémisphère Sud	162
5.3.2	Évolution saisonnière	166
5.3.3	Variation méridienne	167
5.3.4	Dépendance en altitude	169
6	Conclusion	175
6.1	Synthèse des résultats	175
6.2	Perspectives	177
A	Liste des publications	181
B	Liste des communications	183
C	Première climatologie	
	des nuages mésosphériques polaires	
	à partir des données de l'instrument GOMOS	185
	Liste des figures	199
	Liste des tableaux	203
	Bibliographie	205

Chapitre 1

Les nuages mésosphériques polaires et leur environnement

1.1 Atmosphère terrestre : Généralités

1.1.1 Histoire d'un équilibre indispensable à la vie

Notre galaxie a probablement 10 milliards d'années et notre système solaire environ la moitié (4.6 Ga). Après la formation de la Terre et de son atmosphère, la température diminuant progressivement, les conditions de température et de pression ont rendu possible la présence d'eau liquide. L'eau (H_2O) a donc commencé à se condenser pour former les océans. Après l'apparition de l'eau liquide, l'atmosphère primitive était composée principalement de diazote (N_2), mais aussi d'autres gaz en quantité plus limitée comme le dioxyde de carbone (CO_2) ou le méthane (CH_4) par exemple, mais ne contenait pas encore de dioxygène (O_2).

C'est l'apparition de la photosynthèse par des bactéries présentes dans l'eau qui a permis l'augmentation de la concentration de dioxygène. L'accumulation de ce gaz dans l'atmosphère et dans l'océan est un phénomène déterminant dans le scénario (encore inconnu) de l'apparition de la vie sur Terre et de son évolution. En effet, le dioxygène est essentiel au mécanisme de respiration, mais il a aussi induit la formation de la couche d'ozone (O_3) par photolyse à haute altitude. L'ozone, grâce à sa capacité d'absorption du rayonnement ultraviolet (UV), a considérablement réduit le flux des rayons les plus énergétiques atteignant notre planète. La vie a ainsi pu envahir la terre ferme, il y a un peu plus de 400 millions d'années, alors qu'elle était confinée aux océans auparavant.

À la différence des autres planètes du système solaire, la Terre est la seule à réunir les conditions nécessaires à la vie, et notamment à permettre la présence d'eau liquide. Sa température d'équilibre radiatif, liée à la distance au Soleil et à l'albédo moyen de la planète, serait de 255 K (soit -18°C) en l'absence d'atmosphère. La présence de vapeur d'eau et de dioxyde de carbone dans l'atmosphère est à l'origine d'un effet de serre naturel qui élève la température de 33 K. La température moyenne de surface est donc égale à 288 K ($+15^\circ\text{C}$), ce qui permet l'existence de l'eau dans ses trois états.

La présence de la couche d’ozone et l’effet de serre naturel sont donc des éléments déterminants pour le développement des systèmes biologiques, mais sont contrôlés par l’activité de ces mêmes systèmes, principaux régulateurs de la composition de l’atmosphère actuelle. Cet équilibre complexe est indispensable à la vie telle que nous la connaissons. Mais les activités humaines peuvent lui porter atteinte, en dégradant la couche d’ozone ou en provoquant un effet de serre additionnel par exemple. Depuis des millénaires, le climat de la Terre varie selon les époques et les lieux. Les changements observés s’étalent généralement sur de très longues périodes. Au cours des dernières décennies cependant, les changements climatiques semblent s’être accélérés. C’est pourquoi la préservation de ce fragile équilibre est actuellement un réel enjeu de société.

Dans la suite de cette partie, nous ferons une description générale de l’atmosphère, en y détaillant sa composition chimique et la nomenclature des différentes couches qui la composent. La mésosphère et la mésopause sont les régions au cœur de notre étude, puisqu’elles constituent le lieu de formation des nuages mésosphériques polaires. Ce travail préliminaire nous permettra de mieux les situer dans le contexte général de l’atmosphère terrestre.

1.1.2 Composition chimique

L’environnement terrestre est divisé en plusieurs enveloppes (également appelées sphères), considérées comme des réservoirs de matières entre lesquels ont lieu des échanges. L’atmosphère (du grec *atμός*, ‘vapeur’ et *sphaira*, ‘sphère’) est l’une de ces enveloppes, très majoritairement gazeuse, qui entoure la Terre. Mais il en existe d’autres :

- l’hydrosphère : partie de la planète occupée par l’eau liquide (océans, eaux continentales de surface et souterraines).
- la cryosphère : réservoir d’eau sous forme solide (calottes glaciaires, glace de mer et glaciers de montagne).
- la biosphère : ensemble des organismes vivants, du microscopique au macroscopique.
- la lithosphère : enveloppe minérale la plus superficielle.
- la pédosphère (les sols) : couche la plus externe de la croûte terrestre, située à l’interface entre toutes les autres enveloppes citées précédemment.

Tous ces réservoirs interagissent avec l’atmosphère par des processus physiques, chimiques et biologiques variés. Ces nombreux échanges, ainsi que l’activité humaine, influent sur sa composition.

En sciences de l’atmosphère, la quantité d’une espèce présente dans l’air est communément caractérisée par son rapport volumique de mélange. Il s’agit tout simplement du rapport entre le nombre de molécules de l’espèce considérée dans un cm^3 d’air et le nombre total de molécules dans ce même cm^3 . Ce nombre sans dimension représente donc une proportion, qui peut s’exprimer en % (10^{-2}), en ppmv (10^{-6} , parties par million), ou encore en ppbv (10^{-9} , parties par milliard).

Les constituants majeurs de l'atmosphère actuelle sont le diazote ($N_2 \approx 78\%$) et le dioxygène ($O_2 \approx 21\%$). La vapeur d'eau est le quatrième¹ constituant de l'air atmosphérique (concentration très variable, 0,33% en moyenne). Les autres constituants gazeux sont ce qu'on appelle les constituants mineurs, dont la concentration varie de quelques ppmv à quelques dizaines de ppbv.

Certains de ces gaz, bien qu'ils soient présents en concentrations infimes, peuvent avoir un rôle environnemental considérable, en particulier parce qu'ils influent sur le bilan radiatif de la Terre. L'ozone en est un bon exemple. Son rapport volumique de mélange reste inférieur à 10 ppmv, c'est-à-dire que sur un million de molécules d'air, moins de 10 sont des molécules d'ozone. Ce gaz est pourtant indispensable à la vie sur les terres émergées, comme cela a été expliqué précédemment (partie 1.1.1). C'est également le cas des gaz à effet de serre, qui sont caractérisés par leur capacité d'absorption du rayonnement infrarouge (IR). Ils absorbent donc les rayons émis par la Terre, et en renvoient une partie vers la surface. L'énergie thermique est alors emprisonnée dans les basses couches de l'atmosphère et il en résulte une augmentation de leur température. Les deux principaux gaz à effet de serre sont la vapeur d'eau et le dioxyde de carbone, mais il en existe d'autres, comme le méthane, le protoxyde d'azote (N_2O), l'ozone ou les chlorofluorocarbones (CFC) par exemple. Parmi tous ces gaz, certains sont naturellement présents dans l'atmosphère, mais les activités humaines peuvent anormalement accroître leur concentration, et d'autres sont exclusivement d'origine anthropique.

L'atmosphère ne contient pas seulement de la matière gazeuse, mais aussi un ensemble de particules, en phase liquide ou solide, en suspension dans l'air. Ces particules sont appelées 'hydrométéores' lorsqu'elles sont constituées d'eau, et 'aérosols' dans les autres cas. Il existe de multiples sources naturelles d'aérosols, comme le soulèvement éolien de poussières ou de particules océaniques, les feux de biomasse, ou encore les éruptions volcaniques, mais la pollution liée aux activités humaines est aussi une source majeure. Les interactions entre aérosols et hydrométéores sont nombreuses. Le rôle que jouent toutes ces particules sur le climat est très important. Elles participent notamment à la composition chimique des précipitations, et permettent ainsi le transfert d'éléments chimiques d'une sphère à l'autre de l'environnement. Elles participent aussi activement au bilan radiatif de la Terre par leur capacité d'absorption du rayonnement infrarouge (effet de serre), et de réflexion et d'absorption du rayonnement visible (modification de l'albédo²).

¹Après l'Argon, dont la concentration volumique est de 0,933%

²Coefficient de réflexion d'une surface donnée, vis-à-vis de l'énergie solaire reçue.

1.1.3 Structure thermique

À une altitude z donnée, la pression atmosphérique est liée à la densité ρ selon l'équation hydrostatique :

$$\frac{dP}{dz} = -\rho g \quad (1.1)$$

où g , l'accélération de la pesanteur ($\simeq 9,81 \text{ m.s}^{-2}$), et ρ sont tous deux fonction de l'altitude. L'air atmosphérique peut généralement être considéré comme un gaz parfait, ce qui signifie que ses propriétés respectent l'équation d'état :

$$P = \frac{\rho R_g T}{M} \quad (1.2)$$

où R_g est la constante universelle des gaz parfaits ($\simeq 8,31 \text{ J.K}^{-1}.\text{mol}^{-1}$), T est la température (en Kelvin) et M est la masse molaire du gaz ou du mélange de gaz considéré ($M_{air} \simeq 28,98 \text{ g.mol}^{-1}$). Si l'on considère la température constante, égale à une valeur moyenne $T_m = 273 \text{ K}$, la combinaison des équations 1.1 et 1.2 permet d'obtenir l'expression de la pression atmosphérique en fonction de l'altitude :

$$P(z) = P_0 e^{-z/H} \quad (1.3)$$

où P_0 est la pression au niveau du sol. $H (= R_g T_m / Mg)$, appelé échelle de hauteur, correspond au changement d'altitude nécessaire pour que la pression varie d'un facteur $1/e$. Cette grandeur a une valeur de l'ordre de 8 km au niveau du sol, mais il faut garder en tête que cette valeur n'est pas constante, elle dépend de l'altitude. À titre de comparaison, le rayon moyen de la Terre est de l'ordre de 6370 km. Cela montre que l'atmosphère est une couche de gaz relativement mince (plus de 99% de sa masse se trouvent entre la surface et 30 km d'altitude). Ses propriétés physiques varient donc beaucoup plus rapidement dans la direction verticale que dans le plan horizontal. C'est pourquoi la définition des principales régions atmosphériques se base exclusivement sur la distribution verticale de ses propriétés.

Cependant, ces chiffres peuvent être trompeurs. Malgré la très faible quantité de matière située au-dessus de 13 km, les gaz et particules qui se trouvent à plus haute altitude peuvent jouer un rôle extrêmement important dans les échanges énergétiques et chimiques de l'atmosphère. L'ozone, qui représente moins de $10^{-4}\%$ de la masse totale de l'atmosphère et qui se trouve en grande partie à relativement haute altitude, en est un bon exemple. Il est bien connu que ce gaz trace joue un rôle essentiel pour la viabilité de notre planète, en empêchant les rayons UV les plus énergétiques d'atteindre sa surface. De telles interactions entre le rayonnement solaire et les constituants sont à l'origine de la structure verticale de température, et donc du fonctionnement dynamique de l'atmosphère.

La figure 1.1 représente un profil typique de température. L'atmosphère est communément divisée en quatre couches distinctes : la troposphère, la stratosphère, la mésosphère et la thermosphère. Ces couches sont définies d'après les différentes valeurs des gradients verticaux de température dans ces régions. Elles sont séparées les unes des autres par des régions de transition, dans lesquelles le gradient de température change de signe rapidement : la tropopause, la stratopause et la mésopause, respectivement.

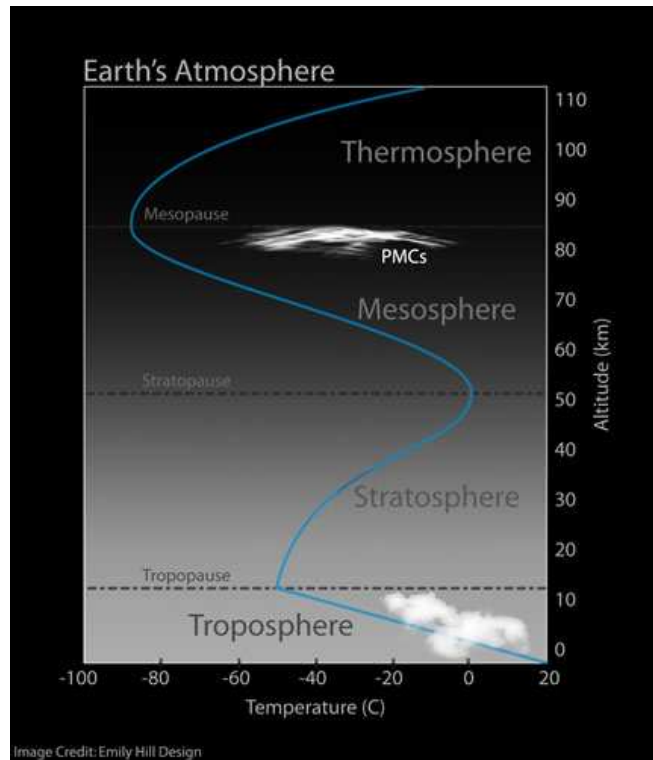


Fig. 1.1 – Représentation schématique de la structure thermique de l'atmosphère, avec mise en évidence de ses différentes couches. (NASA)

Comme on peut le voir sur la figure 1.1, il existe trois maxima dans le profil vertical de température, qui correspondent tous à des zones de forte absorption d'une certaine partie du rayonnement solaire. Le maximum observé dans la **troposphère** est dû à l'absorption d'une partie importante (environ 50%) du rayonnement solaire incident par la surface, ce qui a pour conséquence le réchauffement de la région la plus basse de l'atmosphère, en contact avec le sol. La décroissance de température avec l'altitude est responsable de la grande instabilité dynamique de la troposphère. En effet, lorsqu'une parcelle d'air est légèrement déplacée vers le haut, de manière adiabatique (c'est-à-dire sans échange de chaleur), elle se retrouve alors entourée d'air plus froid et la force d'Archimède l'entraîne encore plus haut, amplifiant ainsi la perturbation initiale. C'est pourquoi de nombreux mouvements turbulents et convectifs animent cette couche, où se produisent les principaux phénomènes météorologiques. C'est d'ailleurs cette caractéristique qui a donné son nom à la troposphère, qui signifie étymologiquement 'couche de mélange' (du grec *tropos*, 'mélange').

Le gradient vertical de température dans cette couche est de l'ordre de $-6,5 \text{ K/km}$. Lorsqu'il atteint une valeur supérieure ou égale à -2 K/km (et à condition que cette valeur seuil soit dépassée sur une épaisseur d'au moins 2 kilomètres), la troposphère laisse place à la tropopause. L'altitude de cette zone d'inversion est variable (plus haute à l'équateur qu'aux pôles), avec une moyenne d'environ 11 km. Elle joue un rôle efficace de barrière avec les couches supérieures de l'atmosphère car le phénomène d'instabilité dynamique

décrit ci-dessus y prend fin. Elle constitue aussi une barrière pour l'humidité. En effet, la troposphère est caractérisée par une grande concentration de vapeur d'eau, issue des océans qui couvrent plus de 70 % de la surface du globe. Au niveau de la tropopause, qui correspond à un minimum local de température, la vapeur d'eau condense et retombe à plus basse altitude. Elle reste ainsi piégée dans cette première couche de l'atmosphère, ce qui explique que les couches supérieures soient si sèches.

La **stratosphère** (du latin *stratus*, 'étendu') est la couche approximativement située entre 15 et 50 km de haut. C'est un domaine stratifié et stable verticalement du fait du gradient positif de température avec l'altitude qui a tendance à inhiber le mélange vertical. En effet, contrairement à ce qu'il se passe dans la troposphère, la force d'Archimède tend ici à ramener à sa position initiale toute masse d'air soumise à un déplacement vertical. Ce gradient positif de température a pour origine le chauffage induit par ce qu'on appelle communément la 'couche d'ozone' stratosphérique. En effet, c'est dans cette région de l'atmosphère qu'est concentré environ 90% de la quantité totale d'ozone. Ce gaz, qui réchauffe l'air par absorption des rayons solaires de courtes longueurs d'onde (entre 240 et 320 nm), est responsable de cette structure thermique dynamiquement stable.

Le temps de résidence des espèces chimiques dans la stratosphère est long, de l'ordre de un à trois ans pour les constituants peu réactifs. Un grand nombre de réactions chimiques importantes y ont lieu, en particulier celles qui impactent l'équilibre de l'ozone par des cycles catalytiques faisant intervenir l'hydrogène, l'azote, le chlore ou le brome. La production de vapeur d'eau par oxydation du méthane est un autre mécanisme chimique très important qui se produit à partir de 30 km d'altitude. Environ la moitié de la quantité totale d'eau présente au dessus de la tropopause résulte de ce processus chimique (à l'exception des régions tropicales). C'est pourquoi il joue un rôle fondamental dans la formation des nuages noctulescents (Thomas et al., 1989), comme nous allons le voir dans la suite de ce chapitre (partie 1.3.4).

La **mésosphère** (du grec *mésos*, 'milieu') est la couche située au-dessus de la tropopause, jusqu'à environ 85 km d'altitude. Elle est caractérisée par un gradient vertical de température négatif, comme on peut le voir sur la figure 1.1. Cela s'explique d'une part par l'absence locale de source de chaleur, et d'autre part par le refroidissement radiatif dû à l'émission du CO₂ dans l'infrarouge (nous reviendrons sur ce processus dans la partie 1.2.1). Comme la troposphère, la mésosphère est donc une région très turbulente.

La mésopause, région de transition, est située approximativement entre 85 et 90 km, mais ces frontières sont variables, selon la saison et la latitude. Les valeurs indiquées correspondent à la situation rencontrée pendant la période qui nous intéresse dans le cadre de cette étude : le solstice d'été. La mésopause est plus haute durant le reste de l'année (autour de 100 km). Ces observations ont pu être expliquées par modélisation théorique par Berger and Von Zahn (1999).

Cette région de l'atmosphère étant au cœur de notre travail, ses caractéristiques seront décrites plus en détail dans la partie 1.2 dont elle fait l'objet.

Il faut tout de même signaler que les corps solides entrant dans l'atmosphère (météorites, satellites en perdition) commencent à brûler (et à être détruits s'ils sont assez petits) au niveau de la mésosphère, sous l'effet du frottement atmosphérique. De ce point



Fig. 1.2 – Atmosphère terrestre vue au limbe. Photographie prise de la station spatiale internationale, le 10 août 2006, lors d'un coucher de Soleil. Les différentes couches peuvent être observées. (NASA)

de vue, la mésosphère peut être considérée comme une région de transition entre le milieu atmosphérique et le milieu spatial.

Enfin, la quatrième et dernière couche, située au-dessus de la mésopause, est la **thermosphère** (du grec *thermós*, 'chaud'). Elle possède un gradient vertical de température positif, également dû à l'absorption du rayonnement ultraviolet solaire, mais cette fois directement par l'oxygène moléculaire. Ce rayonnement est assez énergétique pour briser les liaisons chimiques fortes dont le rôle est de maintenir les atomes ensemble dans les molécules. Ceci implique donc une diminution de la proportion des molécules majoritaires O_2 et N_2 au profit des atomes. La température dans la thermosphère est extrêmement variable, et peut atteindre des valeurs très élevées. Elle varie approximativement entre 500 et 2000 K selon l'activité solaire. En effet, l'intensité du rayonnement solaire de courtes longueurs d'onde ($\lambda < 200$ nm) est beaucoup plus élevée pendant les périodes de forte activité solaire. L'absorption de ce rayonnement par O_2 se produisant dans cette partie du spectre, le chauffage qui en résulte est donc beaucoup plus intense quand le Soleil est actif.

C'est dans cette couche que les missions spatiales telles que la station spatiale internationale, les navettes spatiales et de nombreux satellites gravitent. La pression y est négligeable, si bien que l'on considère souvent que la thermosphère fait partie intégrante du milieu spatial.

Le terme **atmosphère moyenne**, que l'on utilisera régulièrement dans le cadre de cette étude, désigne les régions atmosphériques situées au-dessus de la tropopause, mais encore trop denses pour permettre aux satellites d'y rester en orbite. Elle regroupe donc la stratosphère, la mésosphère et la basse thermosphère.

1.1.4 Autres définitions importantes

Il existe une seconde classification des régions atmosphériques, cette fois-ci relative à leur composition, et non plus à la distribution verticale de la température. Les différents termes associés, qu'il est également utile de connaître dans le cadre de notre étude, vont maintenant être définis.

Cette classification résulte de la compétition entre diffusion turbulente et diffusion moléculaire. La première a tendance à uniformiser les rapports de mélange, alors que la deuxième entraîne les espèces plus légères que l'air environnant vers le haut et celles plus lourdes vers le bas.

Ce nouveau critère permet de distinguer les trois régions suivantes :

L'homosphère (du grec *homós*, 'semblable') est la région de l'atmosphère dans laquelle le mélange turbulent domine. Elle représente quasiment la totalité de la masse atmosphérique. Les espèces chimiques majoritaires y sont réparties uniformément. La masse molaire de l'air y est par définition constante. L'échelle de hauteur, qui est l'une des principales caractéristiques physiques de l'atmosphère, est identique pour tous les constituants majoritaires dans l'homosphère. Leurs rapports de mélange peuvent également être considérés comme indépendants de l'altitude. Cette région correspond à l'ensemble constitué par la troposphère, la stratosphère, et une partie de la mésosphère.

L'homopause est la zone dans laquelle la composition de l'air change de manière significative. On observe une transition entre un air bien homogène et un air dont la composition dépend de l'altitude. Sa localisation n'est pas clairement définie et dépend des constituants considérés. Elle se trouve entre 70 et 110 km d'altitude, remarquablement proche de la mésopause.

L'hétérosphère (du grec *heteros*, 'autre') est une région dans laquelle les rapports volumiques de mélange des espèces majoritaires sont dépendants de l'altitude. Ils se distribuent verticalement en fonction de leur masse. L'abondance des composés les plus légers augmente alors avec l'altitude. Cette stratification s'explique par le fait que la raréfaction de l'air est telle que les processus de diffusion moléculaire dominent le mélange turbulent. L'oxygène atomique (produit par photodissociation de O_2) devient le constituant dominant à partir de 150 km d'altitude, puis l'hélium (à partir de 500 km), suivi de l'hydrogène atomique (à partir de 550 km). Ces altitudes limites augmentent avec le niveau d'activité solaire. Les valeurs indiquées ici correspondent à une activité minimale (Chabrilat, 2001). Cette région comprend approximativement la mésopause et la thermosphère.

L'exosphère (du grec *éxo*, 'hors de') enfin, est située aux confins de l'atmosphère terrestre, au-dessus de la thermosphère. Toutes les molécules ayant été photodissociées dans les régions inférieures, il ne reste que des atomes. Les constituants sont les atomes les plus légers, soit principalement l'hélium (He) et l'hydrogène (H). La densité y est si faible que le libre parcours moyen³ des atomes dans cette couche est de l'ordre de

³Le libre parcours moyen d'une particule constituant un gaz est la distance moyenne qu'elle peut parcourir entre deux collisions d'après les lois de la théorie cinétique des gaz.

plusieurs centaines de kilomètres. D'autre part, leur énergie cinétique est assez grande pour permettre à certains d'entre eux d'échapper définitivement à l'attraction terrestre et d'être dispersés dans le milieu interplanétaire.

L'altitude de la zone de transition entre thermosphère et exosphère, appelée thermopause, ou encore exobase, est très variable et dépend principalement de l'activité solaire. Elle est définie comme étant la zone au-dessus de laquelle il n'y a plus de collisions entre les atomes qui se déplacent sur des trajectoires balistiques. Il n'existe par contre pas de frontière claire entre le haut de l'exosphère et l'espace, c'est pourquoi cette couche est souvent elle-même considérée comme une partie de l'espace, dans laquelle des particules provenant de l'atmosphère terrestre sont encore présentes.

Par conséquent, bien qu'elle s'étende théoriquement jusqu'à 190 000 km⁴, l'atmosphère telle qu'on l'entend dans le langage courant, dans laquelle on peut observer des phénomènes de circulations d'air à plus ou moins grande échelle, ou encore des phénomènes de formation nuageuse, se limite à une enveloppe d'air entourant la planète d'une centaine de kilomètres d'épaisseur, dont l'enveloppe la plus haute est la mésopause.

Enfin, nous n'avons pas mentionné jusqu'ici l'existence de l'**ionosphère**. Elle correspond à la région de l'atmosphère terrestre dans laquelle une partie des gaz a été ionisée par le rayonnement solaire. Elle comprend la région qui nous intéresse pour cette étude, c'est-à-dire la haute mésosphère et la mésopause, mais aussi la thermosphère et l'exosphère.

Nous allons maintenant exposer l'état actuel des connaissances sur la mésosphère, et plus particulièrement sur la mésopause, dont les températures extrêmement basses attirent l'attention depuis que son existence est connue.

1.2 La mésosphère et la mésopause, à la frontière de l'Espace

1.2.1 Caractéristiques chimiques et radiatives

Comme nous l'avons vu dans la partie précédente, à partir d'environ 30 km d'altitude, de la vapeur d'eau est produite par oxydation du méthane. Aux alentours de 70 km, cette réaction a transformé l'essentiel du CH₄ disponible en H₂O et en une faible quantité de radicaux hydrogénés. La chimie dans la région de la mésosphère et de la mésopause peut, d'une manière générale, être décrite par les réactions faisant intervenir les radicaux oxygénés (O et O₃) et hydrogénés (H, OH et HO₂), et basées à l'origine sur la photodissociation de l'oxygène moléculaire (Sonnemann and Grygalashvily, 2005).

Au niveau radiatif, la majorité de l'énergie absorbée dans cette région de l'atmosphère est due à la présence d'oxygène moléculaire et d'ozone qui absorbent le rayonnement ul-

⁴Cette distance correspond à la moitié de la distance Terre / Lune. C'est la définition théorique de la frontière supérieure de l'exosphère, au-delà de laquelle l'influence du Soleil sur les atomes d'hydrogène devient plus importante que celle de la Terre.

traviolet émis par le Soleil. Tandis que les pertes d'énergie sont dues au refroidissement radiatif par le dioxyde de carbone. En effet, le CO_2 absorbe le rayonnement infrarouge, émis par la Terre, et réémet cette énergie dans toutes les directions. La partie de cette énergie réémise vers le haut se dissipe donc dans l'espace, ce qui a pour conséquence de diminuer la température de l'air mésosphérique.

La région de la mésopause est l'endroit le plus froid que l'on peut trouver sur Terre, avec des températures qui peuvent descendre en dessous de 120 K ($\simeq -150^\circ\text{C}$) (Rapp et al., 2002). Il est intéressant de noter que les températures les plus basses sont atteintes dans les régions polaires au solstice d'été. Le pôle d'été est illuminé en permanence alors que le pôle d'hiver est plongé dans le noir pendant la nuit polaire. On pourrait donc intuitivement s'attendre à ce que la mésopause polaire soit plus froide dans l'hémisphère d'hiver que dans l'hémisphère d'été, où le rayonnement solaire peut être absorbé. C'est d'ailleurs bien ce que l'on observe sur la figure 1.3A, qui représente la structure thermique de la stratosphère et de la mésosphère modélisée en supposant que l'équilibre radiatif est atteint. Mais en réalité, c'est pourtant la situation contraire qui est observée, comme on peut le voir sur la figure 1.3B, qui représente elle aussi cette même structure thermique, mais cette fois-ci dans le cas réellement observé. Ce phénomène ne peut donc pas être expliqué par des considérations radiatives, mais plutôt par les propriétés dynamiques particulières de cette région de l'atmosphère. Plus de détails sont donnés à ce sujet dans la partie suivante.

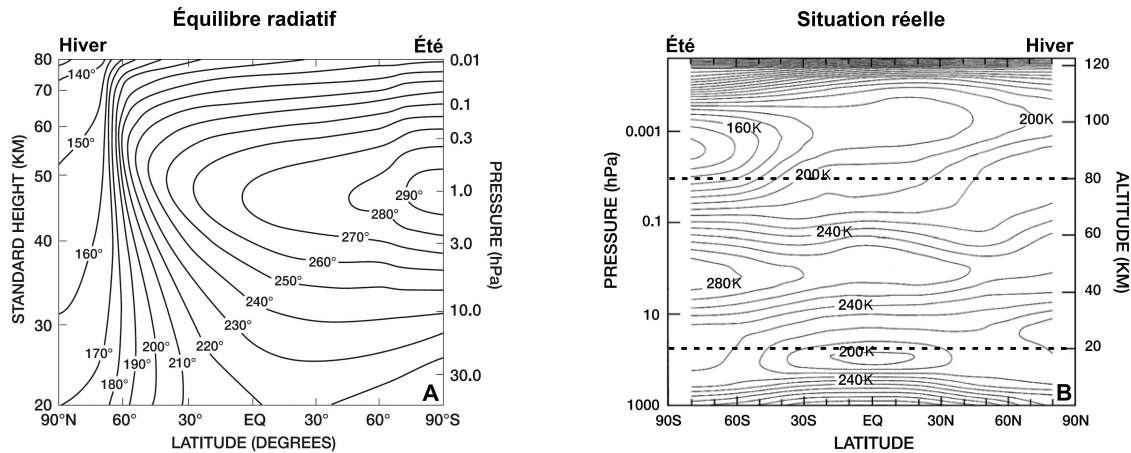


Fig. 1.3 – A. Distribution méridienne de température dans la stratosphère et la mésosphère, dans des conditions d'équilibre radiatif (Brasseur and Solomon (2005), d'après Fels (1985)). B. Distribution méridienne de température de 0 à 120 km (Brasseur and Solomon (2005), d'après Fleming et al. (1988)). Les lignes pointillées indiquent la gamme d'altitudes représentée sur la figure A.

1.2.2 Propriétés dynamiques

La comparaison des deux graphiques de la figure 1.3 montre bien que la mésosphère est loin de l'équilibre radiatif. La température est principalement contrôlée par la dynamique, qui a donc une importance capitale dans cette région de l'atmosphère.

Pour comprendre la dynamique de la moyenne atmosphère, un rappel de quelques définitions de base est nécessaire :

Le géopotential, noté Φ , est un terme très couramment utilisé en géophysique, qui désigne le potentiel gravitationnel en un point autour de la Terre et à une altitude donnée. Ce terme prend en compte les variations locales de l'accélération gravitationnelle, et l'effet de la force centrifuge causée par la rotation de la planète sur elle-même. Il est défini, à une hauteur h , par la formule suivante :

$$\Phi = \int_0^h g(\phi, z^*) dz^* \quad (1.4)$$

où $g(\phi, z)$ est l'accélération gravitationnelle locale, ϕ la latitude et z^* la hauteur par rapport au niveau moyen des mers.

Dans toute la suite de cette partie, on utilisera dans les formules la hauteur log-pression, notée z , comme coordonnée verticale. Elle est définie par :

$$z = H \ln \left(\frac{P_0}{P} \right) \quad (1.5)$$

où P est la valeur de la pression au point considéré et P_0 la pression au niveau du sol. Cette hauteur est souvent plus adaptée à l'étude de l'atmosphère que la hauteur géométrique.

La relation hydrostatique exprime l'équilibre entre les forces de gravitation et les forces de pression. Elle a déjà été exprimée précédemment (cf équation 1.1). Il va maintenant être utile de connaître son expression en fonction des deux grandeurs définies ci-dessus, le géopotential Φ et la hauteur log-pression z :

$$\frac{\partial \Phi}{\partial z} = \frac{RT}{H} \quad (1.6)$$

R étant la constante des gaz parfaits massique ($= R_g/M \simeq 286,75 \text{ J.K}^{-1}.\text{kg}^{-1}$).

Enfin, la dernière notion importante pour comprendre la suite de cette partie est la notion d'équilibre géostrophique. Le vent géostrophique est le flux d'air qui résulte de l'équilibre entre la force de Coriolis et la force de pression. La plus grande partie de l'écoulement atmosphérique dans la moyenne atmosphère est proche de l'équilibre géostrophique, ce qui en fait une approximation très couramment utilisée. L'expression du vent géostrophique zonal u est donnée par :

$$fu = -\frac{1}{R_T} \frac{\partial \Phi}{\partial \phi} \quad (1.7)$$

où f est le facteur de Coriolis et R_T le rayon terrestre. Le facteur de Coriolis est défini par :

$$f = 2\omega \sin(\phi) \quad (1.8)$$

ω étant la vitesse angulaire de rotation de la Terre.

Ces quelques rappels théoriques énoncés, nous pouvons maintenant revenir à notre étude dynamique de la mésosphère.

En observant le graphique 1.3B, on peut remarquer que la température est très dépendante de la latitude. Les plus grandes valeurs, dues à une forte absorption des rayons UV par la couche d'ozone stratosphérique, sont mesurées autour de 50 km d'altitude, au niveau de la stratopause polaire d'été, puis elles décroissent en direction du pôle d'hiver. Ce gradient méridien de température est à l'origine d'un gradient de vent zonal d'après l'équation du vent thermique, obtenue par combinaison des équations 1.6 et 1.7 :

$$f \frac{\partial u}{\partial z} = - \frac{R}{H R_T} \frac{\partial T}{\partial \phi} \quad (1.9)$$

Le flux zonal résultant est représenté sur la figure 1.4. Il est dirigé vers l'est dans l'hémisphère d'hiver et vers l'ouest dans l'hémisphère d'été, ce qui vérifie bien ce que l'on aurait pu déduire de l'équation 1.9 et de la distribution des températures au solstice (figure 1.3B).

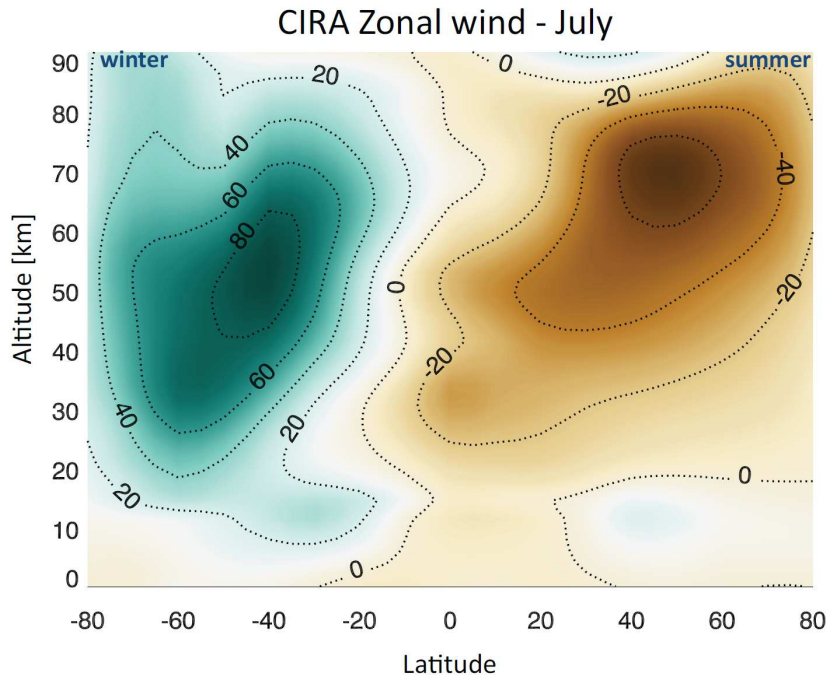


Fig. 1.4 – Distribution du vent zonal pendant le solstice d'été nord, d'après le modèle CIRA (COSPAR). Les valeurs sont données en m.s^{-1} . Les vents dirigés vers l'est sont positifs.

Cependant, cet équilibre géostrophique est fortement perturbé par les ondes de gravité. Ces ondes sont des oscillations verticales créées par des perturbations de la stratification interne de la densité atmosphérique. Elles jouent un rôle prépondérant dans la mésosphère puisqu'elles interviennent dans les mécanismes de transfert d'énergie des basses altitudes vers l'atmosphère moyenne. Elles sont générées dans la troposphère, dans la plupart des cas par le passage d'une masse d'air au dessus d'une zone dont le relief est accidenté ou par des tempêtes, des fronts ou des instabilités convectives.

Les ondes ainsi créées se propagent verticalement, et peuvent avoir une vitesse de phase orientée soit vers l'est, soit vers l'ouest. Or l'écoulement moyen zonal agit comme un filtre pour leur propagation verticale. En effet, il absorbe les ondes de gravité dont la vitesse de phase est de même signe et inférieure ou égale à sa propre vitesse. Seules les ondes dont la vitesse de phase est plus grande ou orientée dans le sens opposé à celui du vent moyen peuvent pénétrer plus haut dans l'atmosphère. Ce phénomène est illustré par la figure 1.5. Comme on peut le voir, étant donné que, au niveau du pôle d'été, l'écoulement moyen zonal dans la stratosphère et dans la mésosphère est orienté vers l'ouest, la majorité des ondes qui parviennent à se propager à haute altitude sont orientées vers l'est. Or la densité de l'air décroît avec l'altitude, ce qui permet à l'amplitude de ces ondes d'augmenter, jusqu'au moment où elles deviennent instables et déferlent, à l'altitude notée z_{BREAK} sur le schéma. L'énergie qu'elles transportaient et leur quantité de mouvement sont alors déposées dans l'atmosphère, ce qui est à l'origine d'un forçage opposé à l'écoulement moyen. Le flux zonal est donc freiné par la force de friction qui en résulte. Cette situation a pour conséquence d'écarter le système de l'équilibre géostrophique. Pour compenser ce déséquilibre, une composante méridienne du vent apparaît, dirigée du pôle d'été vers l'équateur. Dans l'hémisphère d'hiver, on observe la situation contraire. La dissipation des ondes de gravité, dont la vitesse de phase est dirigée vers l'ouest, freine l'écoulement moyen zonal, dirigé vers l'est. Cette situation crée également un écart à l'équilibre géostrophique, qui est compensé par un vent méridien dirigé de l'équateur vers le pôle d'hiver. L'air se déplace donc d'une manière générale du pôle d'été vers le pôle d'hiver. La figure 1.6 représente la distribution méridienne du forçage dû à la dissipation de la quantité de mouvement des ondes de gravité dans l'atmosphère, ainsi que la circulation générale résultante, qui consiste en une seule cellule globale.

Cette circulation de pôle à pôle, combinée à la théorie de conservation de la masse, explique qu'une ascendance d'air ait lieu dans l'hémisphère d'été, et qu'une subsidence soit observée dans l'hémisphère d'hiver, comme on peut le voir sur la figure 1.6. Au pôle d'été, l'air est advecté de la basse mésosphère jusqu'à la mésopause. Il subit donc une détente adiabatique, due à la diminution de la pression avec l'altitude. Le travail requis pour augmenter le volume d'une parcelle d'air se fait au détriment de son énergie interne. Ceci a donc pour conséquence de diminuer sa température. On parle alors de refroidissement adiabatique. Au pôle d'hiver au contraire, l'air est advecté de la mésosphère vers les basses couches de l'atmosphère, où la pression est plus élevée. Il subit donc un réchauffement adiabatique. Ces processus expliquent pourquoi la distribution méridienne de température observée dans la mésosphère (figure 1.3B) est maintenue éloignée de l'équilibre radiatif. La figure 1.7A représente les moyennes journalières de température dans la gamme de latitude 70-80° entre 40 et 90 km, mesurées lors de l'année 2008. Le refroidissement dans la région de la mésopause pendant les mois d'été y est évident, avec des températures pouvant descendre jusqu'aux environs des 130 K.

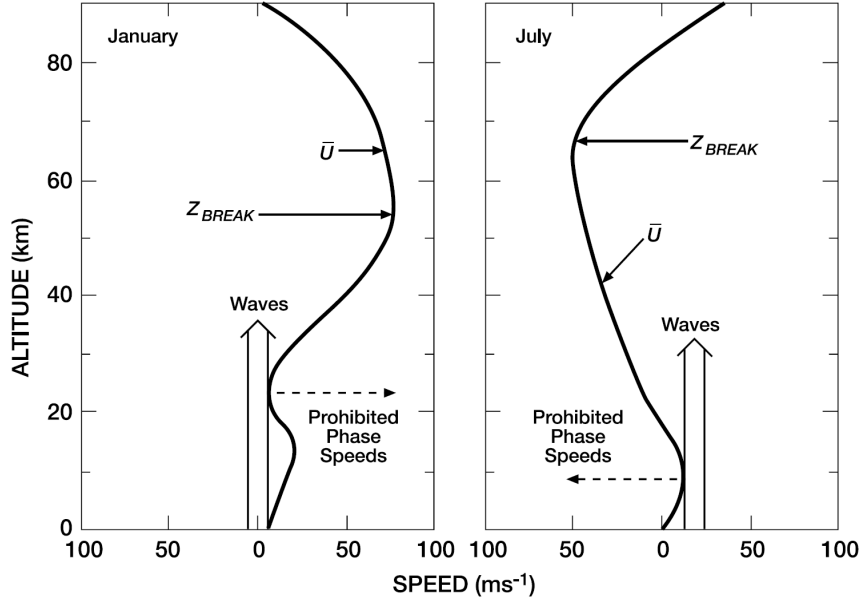


Fig. 1.5 – Filtrage de la propagation verticale des ondes de gravité par l'écoulement moyen zonal. En été (figure de droite), le vent zonal dans la moyenne atmosphère est orienté vers l'ouest. La majorité des ondes qui parviennent à se propager à haute altitude ont donc une vitesse de phase orientée vers l'est. (Brasseur and Solomon (2005), d'après Lindzen (1981))

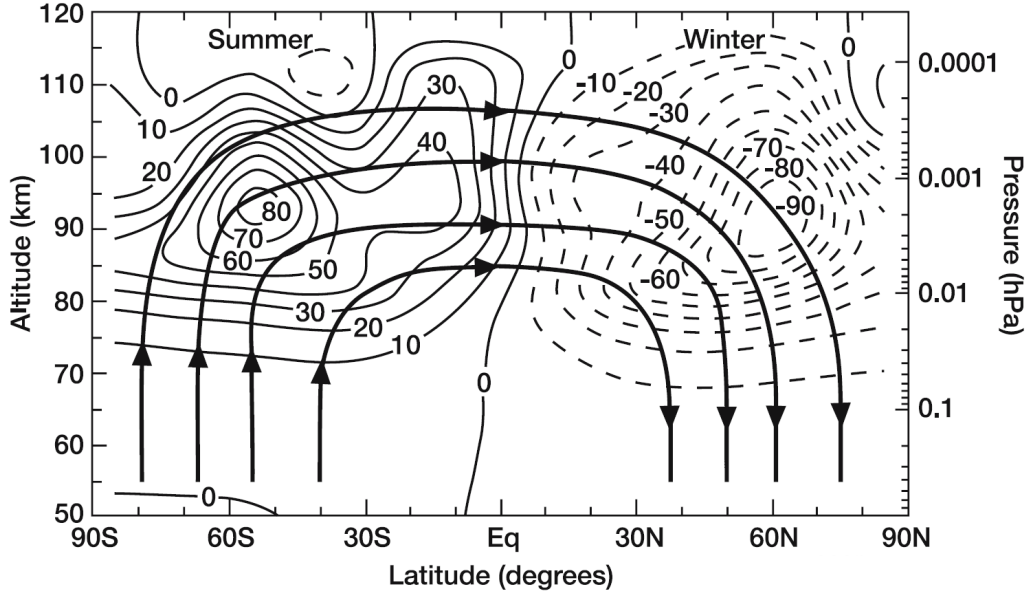


Fig. 1.6 – Modélisation de la distribution méridienne du forçage dû à la dissipation de la quantité de mouvement des ondes de gravité dans l'atmosphère (en $\text{m.s}^{-1}/\text{jour}$). Les valeurs positives correspondent à une orientation vers l'est. Les flèches en gras schématisent la circulation méridienne du pôle d'été vers le pôle d'hiver qui résulte de l'effet de ce forçage sur l'écoulement moyen zonal. (Brasseur and Solomon, 2005)

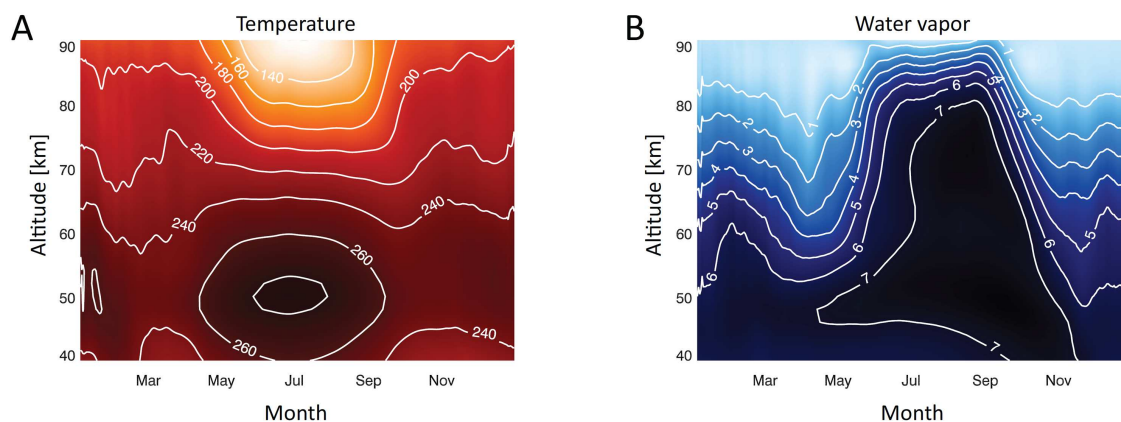


Fig. 1.7 – Moyennes journalières de température (A), en Kelvin, et de rapport de mélange de vapeur d'eau (B), en ppm, d'après les mesures de l'instrument MLS entre 70 et 80°N pour l'année 2008. Les données ont été lissées grâce à une moyenne glissante sur 15 jours. (Robert, 2010)

La circulation générale n'a pas seulement des répercussions sur la distribution des températures, mais aussi sur la composition chimique à haute altitude. Les constituants les plus abondants dans les basses couches de l'atmosphère peuvent, par l'intermédiaire de ces importants mouvements ascendants, être advectés dans la région de la mésopause polaire pendant l'été. C'est le cas de la vapeur d'eau, gaz auquel on va particulièrement s'intéresser pour l'étude des nuages mésosphériques polaires. Les molécules de H_2O situées à de telles altitudes ont un temps de résidence relativement faible, car elles sont photodissociées par la radiation Lyman-alpha⁵. L'humidité ne peut donc rester importante qu'au niveau des régions polaires, où se situe la source de vapeur d'eau. La figure 1.7B montre bien une augmentation importante de sa concentration pendant l'été.

1.3 Les nuages mésosphériques polaires

Comme cela vient tout juste d'être expliqué, la haute mésosphère polaire est caractérisée, en été, par des conditions extrêmes de température et d'humidité. Cette combinaison d'une concentration de vapeur d'eau relativement élevée à de telles altitudes, avec les températures les plus froides jamais observées sur Terre, permet la formation de nuages, dans cette région à la frontière de l'Espace ...

Dans la suite de ce travail, nous désignerons par les acronymes anglais PMC (*Polar Mesospheric Cloud*) ou NLC (*Noctilucent Cloud*) les nuages auxquels nous nous intéressons, et par HLMS (*High Latitude Summer-time Mesopause*) la région dans laquelle ils se forment.

⁵Voir la partie 1.3.4, "Relation avec le changement climatique global ?" pour plus de détails au sujet de la radiation Lyman-alpha.

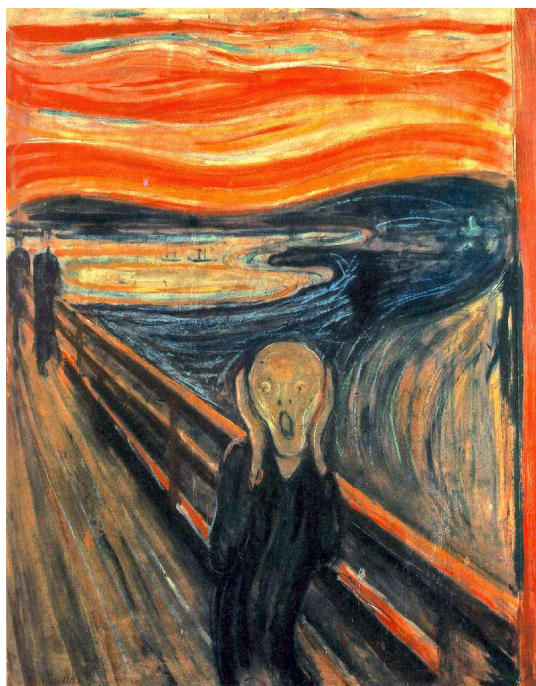


Fig. 1.8 – Le Cri, Edvard Munch, 1893

1.3.1 Historique

De mai à octobre 1883, la petite île volcanique de Krakatoa, en Indonésie, fut frappée par une série d'éruptions d'une violence extrême, dont la plus puissante eut lieu le 27 août. Cet événement fut associé à un bruit effroyable⁶. Il provoqua une série impressionnante de tsunamis, avec des vagues colossales pouvant aller jusqu'à 46 mètres de haut, qui ravagèrent toutes les villes et villages alentour. Des cendres brûlantes recouvrirent toute la région qui fut plongée dans le noir pendant presque deux jours. L'Asie connut alors une des catastrophes naturelles les plus meurtrières de l'histoire de l'humanité.

Le panache volcanique s'est élevé sur plusieurs dizaines de kilomètres de haut. Les quantités très importantes de cendres et de gaz qui ont été injectées dans la stratosphère et dans la mésosphère ont eu différents effets sur la Terre et son atmosphère. Par exemple, l'albédo des hauts cirrus a augmenté et, par conséquent, une plus grande proportion du rayonnement solaire incident a été réfléchi vers l'Espace. L'année suivant l'éruption, la température moyenne mondiale a diminué de 0,25 °C, avec une amplitude allant approximativement de 0,18 à 1,3 °C. L'interaction entre la lumière solaire et les particules volcaniques en suspension dans l'atmosphère a aussi donné lieu à des phénomènes optiques variés. Des couchers de Soleil particulièrement flamboyants ont été observés tout autour

⁶Anecdote : l'explosion fut entendue sur environ un douzième de la surface terrestre, ce qui en ferait le phénomène sonore le plus important de l'histoire. De nombreuses personnes devinrent totalement ou partiellement sourdes sur un rayon de plusieurs kilomètres.

du globe, provoquant frayeur ou admiration. La beauté de la nature a inspiré les artistes de l'époque. Le ciel si particulier du célèbre tableau expressionniste *Le Cri* (figure 1.8) du peintre norvégien Edvard Munch est vraisemblablement un des effets des éruptions du Krakatoa. Les artistes ne furent pas les seuls à être inspirés par ces ciels crépusculaires. Les scientifiques portèrent eux aussi une grande attention à l'atmosphère, publiant de nombreux rapports sur leurs observations de mystérieux phénomènes lumineux. La note suivante, par Leslie (1885), parut dans le journal *Nature* :

Sky Glows

Ever since the sunsets of 1883 and last year there has been at times an abnormal glare both before and after sundown. But I have seen nothing in the way of twilight effect so strange as that of Monday evening, the 6th, when about 10 p.m. a sea of luminous silvery white clouds lay above a belt of ordinarily clear twilight sky, which was rather low in tone and colour. These clouds were wavelike in form, and evidently at a great elevation, and though they must have received their light from the sun, it was not easy to think so, as upon the dark sky they looked brighter and paler than clouds under a full moon. A friend who was with me aptly compared the light on these clouds to that which shines from white phosphor paint. This effect lasted for some time after 10 p.m. and extended from west to north, the lower edge of the clouds, which was sharply defined, was about 12 degrees above the horizon.

Southampton, July 8 1885

Robert C. Leslie

C'est ainsi que les nuages mésosphériques polaires furent mentionnés pour la première fois dans la littérature scientifique. Le terme "nuages mésosphériques polaires" est leur appellation générale. L'expression "nuages noctulescents" est également couramment employée lorsqu'ils sont observés à partir du sol. Les premières photographies ont été prises par Otto Jesse, en 1887 (figure 1.9). Peu de temps après que ces images soient diffusées, l'Académie des Sciences allemande accepta de financer les recherches de Jesse sur ces "nuages qui brillent la nuit". Ce fut la première étude systématique des PMC. Il fut possible d'établir, par des méthodes de triangulation, que ces nuages étaient situés à une altitude d'environ 82 km, ce qui en fait le phénomène météorologique le plus élevé connu sur notre planète (figure 1.10) ! Ce fut une découverte d'une extrême importance, car elle révéla une atmosphère bien plus épaisse que ce que l'on imaginait à cette époque. Elle provoqua alors un grand intérêt pour l'étude des plus hautes couches de l'atmosphère.

Quelques scientifiques ont alors commencé à surveiller le ciel nocturne, et à observer les nuages qui l'illuminent. Il y a eu de nombreux rapports d'observations dans les années qui ont suivi l'éruption du Krakatoa (1885, 1886 et 1887). Mais les apparitions de NLC sont ensuite devenues beaucoup moins fréquentes. Vestine (1934) a publié un précieux inventaire de toutes les observations répertoriées de 1885 jusqu'à 1933. Witt (1957) et Ludlam (1957) résument bien l'état des connaissances sur ce sujet dans les années 1960,

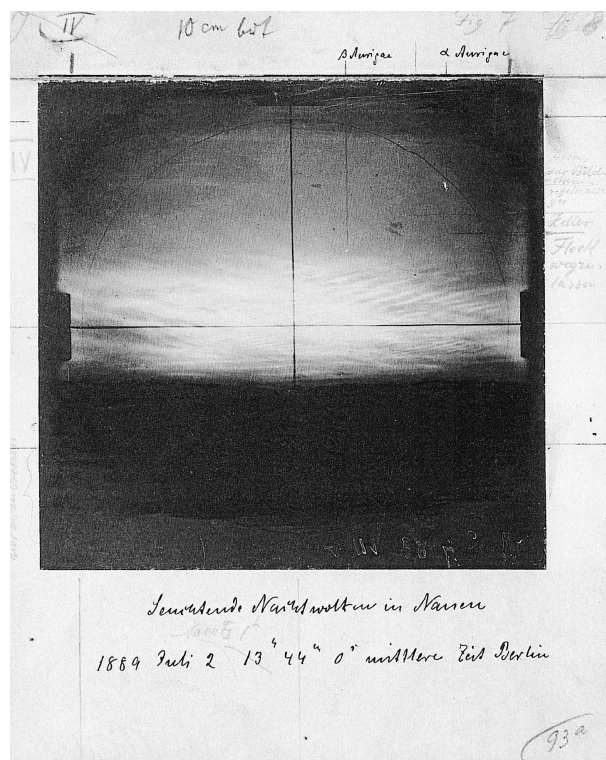


Fig. 1.9 – Une des premières photographies d’un nuage noctulescent, prise par Otto Jesse, en Allemagne, le 2 juillet 1889. (Schröder, 2001)

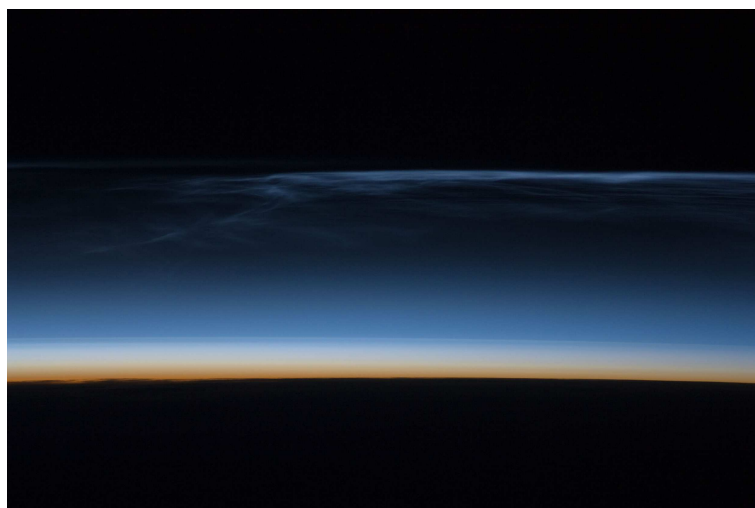


Fig. 1.10 – Photographie d’un nuage mésosphérique prise depuis la station spatiale internationale. Cette image illustre très bien l’expression “nuages à la frontière de l’Espace”, souvent utilisée pour désigner les PMC. (NASA)

Année	Événement
1882-1883	Première année polaire internationale
1883	Éruption du Krakatoa
1885	Premier témoignage officiel de l'observation de nuages lumineux la nuit, par Leslie
1888	Découverte de nuages noctulescents dans l'hémisphère sud, par Stubenrauch
1887-1896	Projet de surveillance et d'étude des NLC, par photographie, à l'observatoire de Berlin, par Jesse
1957-1958	Études optiques à partir du sol pendant l'année géophysique internationale
1962	Premières fusées lancées dans un PMC,
1968	Premières mesures in situ de la température de la mésopause polaire d'été
1971	Premières tentatives de détection d'un NLC par lidar
1972	Première observation d'un PMC depuis l'Espace, par le satellite OGO-6
1979	Découverte des échos mésosphériques polaires ⁷
1981	Lancement du satellite Solar Mesosphere Explorer (SME)
1989	Première observation d'un NLC par lidar
1989	Lien suggéré entre les PMC et le changement climatique
2001	Preuve que les PMC sont constitués de glace d'eau
2002	Lancement du satellite ENVISAT, sur lequel est embarqué l'instrument GOMOS
2007	Lancement du satellite Aeronomy of Ice in the Mesosphere (AIM)

Tab. 1.1 – Nuages mésosphériques : Plus d'un siècle de recherche

en se basant toujours uniquement sur des photographies. Ce n'est que plus tard que les nuages mésosphériques ont commencé à livrer une plus grande part de leurs mystères, lorsqu'ils ont pu être étudiés à l'aide d'instruments plus perfectionnés : fusée-sonde (Hemenway et al., 1964), satellite (Donahue et al., 1972) et lidar (Hansen et al., 1989).

Gadsden and Schröder (1989) et Thomas (1991) résument bien l'histoire de la recherche dans ce domaine, dont les principales étapes sont listées dans le tableau 1.1 (d'après le livre *Noctilucent Clouds* par Gadsden and Schröder (1989), modifié et complété).

1.3.2 Formation

La HLSM, région dans laquelle les nuages mésosphériques se forment, est une région extrêmement sèche. L'air y est approximativement un million de fois plus sec que l'air désertique et la pression cent mille fois plus faible qu'à la surface ! Dans des conditions si particulières, des températures extrêmement froides doivent être atteintes pour rendre possible la formation d'un nuage.

Dans la HLSM, le rapport de mélange de la vapeur d'eau, que l'on notera w , est de l'ordre de 1 à 10 ppmv. À titre de comparaison, l'eau est présente en quantités de l'ordre de 0.1% là où les nuages ordinaires (troposphériques) se forment. Comme nous l'avons vu dans la partie 1.1.3 (formule 1.3), la pression décroît exponentiellement avec l'altitude. À 84 km, elle est environ égale à 4.10^{-4} hPa.

Les particules de glace peuvent apparaître dans l'atmosphère pour des températures inférieures ou égales à la température de condensation T_c , donnée par la formule suivante (d'après Thomas (2003b)) :

$$T_c = \frac{6077.4}{37.759 - \ln(w) - \ln(P)} \quad (1.10)$$

où w est exprimée en ppmv et P en hectopascals. Pour des valeurs de w et P de l'ordre de celles mesurées dans la HLSM, T_c est environ égale à 140 ± 2 K, soit environ -133°C .

De telles conditions de température sont respectées seulement en été au-dessus du pôle, où les températures peuvent être inférieures à 120 K (cf partie 1.2.1, figures 1.3B et 1.7A), ce qui correspond bien à la zone où sont présents les nuages mésosphériques polaires. Cependant, les températures moyennes sont généralement inférieures à T_c seulement jusqu'à environ $\pm 70^\circ$ (figure 1.3B). On observe pourtant fréquemment ces nuages jusqu'à des latitudes de l'ordre de $\pm 50^\circ$. Ces incursions occasionnelles dans les zones subarctiques et subantarctiques sont dues à des fluctuations de la température qui refroidissent temporairement l'atmosphère et permettent la saturation de l'air. Des cristaux de glace peuvent alors se former et grossir dans ces régions, jusqu'au prochain épisode chaud qui provoquera leur sublimation.

Cependant, la saturation de l'air ne suffit pas à assurer la présence de cristaux de glace. En effet, les cristaux ne peuvent grossir spontanément dans un air très pur (aucun aérosol présent), qu'après avoir atteint une taille critique (Keesee, 1989) définie par :

$$r_c = \frac{2m\sigma}{kT\rho \ln(S)} \quad (1.11)$$

où r_c est le rayon critique, m la masse de la molécule de vapeur d'eau, σ la tension de surface (c'est-à-dire l'énergie de surface libre dans le cas d'une interface solide / vapeur), k la constante de Boltzman, T la température, ρ la densité du cristal et S le degré de saturation (Rapp and Thomas, 2006). Le degré de saturation est défini comme suit :

$$S = \frac{p_{H_2O}}{p_{sat}(T)} \quad (1.12)$$

où p_{H_2O} est la pression partielle d'eau et p_{sat} est la pression de vapeur saturante. Les amas de molécules d'eau ont typiquement un rayon de l'ordre de 0,3 nm. Pour que des

⁷Généralement appelés PMSE, de l'anglais Polar Mesospheric Summer Echoes. Il s'agit d'échos radar, observés dans la région de la mésopause, aux mêmes latitudes et périodes de l'année que les PMC, mais légèrement plus haut. Ils sont généralement considérés comme étant une autre manifestation du même phénomène. Ils ont été découverts par Czechowsky et al. (1979). Voir Rapp and Lübken (2004) pour un bilan complet et récent de l'état actuel des connaissances sur ce sujet.

amas de cette taille puissent grossir spontanément (i.e. $r_c = 0,3$ nm), des températures inférieures à 100 K et une quantité d'eau supérieure à 10 ppmv sont nécessaires. Ces conditions ne sont pas respectées dans la HLSM. Il est donc très peu probable que la nucléation homogène, c'est-à-dire la transformation spontanée de la vapeur d'eau en glace, puisse avoir lieu dans cette région de l'atmosphère (Rapp and Thomas, 2006). L'intervention de noyaux de condensation, dont la taille correspond au rayon critique dans les conditions de la HLSM ($\simeq 1$ nm), est alors nécessaire. Ces particules vont servir de supports à des embryons de cristaux, et faciliter ainsi leur croissance. On parle dans ce cas de nucléation hétérogène.

Le processus de formation des nuages mésosphériques est encore mal connu, et de nombreuses hypothèses ont été formulées. Des amas de protons hydratés (Witt, 1969), des aérosols de carbone suie, des gouttelettes d'acide sulfurique (Mills et al., 2005), le bicarbonate de sodium (Plane, 2000) ou encore l'hydroxyde de sodium ont été suggérés comme candidats possibles en tant que noyaux de condensation (Rapp and Thomas, 2006). La solution actuellement considérée comme étant la plus probable est l'abondante population de particules de poussières d'origine extraterrestre présentes dans la mésosphère, formées à partir des météorites détruites lors de leur entrée dans l'atmosphère. Une étude de modélisation menée par Megner et al. (2008) est cependant arrivée à la conclusion que les poussières météoritiques présentes dans la HLSM seraient plus petites que la taille critique requise pour permettre la nucléation de la glace. Mais il s'avère qu'une proportion importante de ces petites particules sont chargées, ce qui pourrait significativement réduire le rayon critique nécessaire (Gumbel and Megner (2009) et Megner and Gumbel (2009)).

Les degrés de saturation les plus élevés se trouvent dans la HLSM, entre 86 et 90 km d'altitude. C'est donc à ce niveau que les particules nuageuses se forment. Elles grossissent ensuite par déposition de vapeur sur les cristaux (Rapp and Thomas, 2006). Leur croissance, à l'origine d'une augmentation de masse, provoque leur chute dans l'atmosphère. C'est juste avant d'entrer dans la zone où S devient inférieur à 1 (ce qui a lieu entre 81 et 83 km), que les particules sont les plus grosses (Rapp et al. (2002), Von Savigny et al. (2005)). Lorsqu'ils passent en dessous de cette altitude, les cristaux sont rapidement sublimés. Le fort gradient de température dans cette région de l'atmosphère explique que la base nuageuse soit distincte et remarquablement stable.

Les particules de glace qui constituent les nuages mésosphériques restent toujours particulièrement petites : leur rayon ne dépasse généralement pas 100 nm. À titre de comparaison, les nuages de glace troposphériques sont constitués de cristaux dont le rayon est de l'ordre de 10 à 100 μm , soit environ mille fois plus grands. La question de la taille des particules sera traitée dans le chapitre 5, dont elle fera l'objet à part entière.

1.3.3 Observation

À l'œil nu

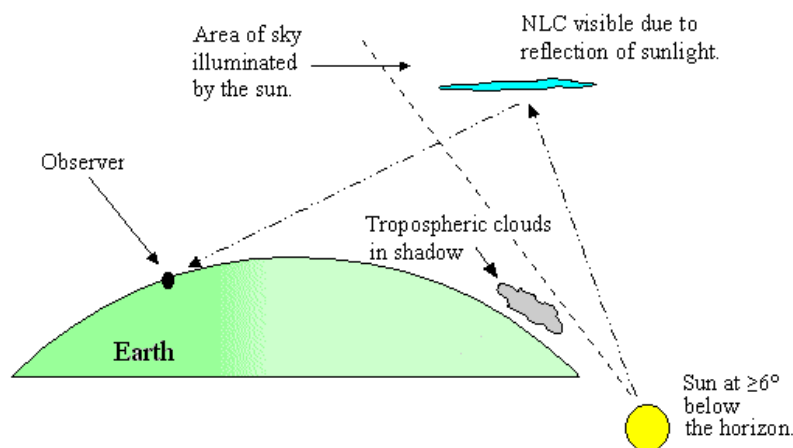


Fig. 1.11 – Représentation de la géométrie d’observation d’un nuage noctulescent, afin de visualiser la raison pour laquelle il illumine le ciel nocturne. (NASA)

Comme cela a été expliqué précédemment, les nuages noctulescents se forment dans les régions polaires, dans chaque hémisphère pendant les mois d’été, plus précisément de mi-mai à mi-août au nord, et de mi-novembre à mi-février au sud. Mais, pour pouvoir les observer, il ne suffit pourtant pas de se rendre au bon moment dans ces régions.

Ces nuages sont très différents des nuages ordinaires (*i.e.* troposphériques). Ils sont transparents et diffusent moins d’un millième de la lumière solaire qu’ils reçoivent. Leur épaisseur optique⁸ est de l’ordre de 10^{-4} seulement (Gadsden and Schröder, 1989). La lumière diffusée par un NLC est approximativement du même ordre de grandeur que la lumière diffusée par diffusion Rayleigh, par les molécules présentes dans l’atmosphère, à une altitude d’environ 40 ou 50 km dans le cas des nuages les plus brillants. Ils sont donc invisibles de jour, à partir de la surface, puisque la lumière diffusée par les basses couches de l’atmosphère les masque totalement. Pour pouvoir les observer, il est donc nécessaire qu’il y ait un contraste suffisant avec la luminosité du ciel. Après le coucher du Soleil, le ciel s’assombrit progressivement, l’ombre de la Terre atteignant des altitudes de plus en plus élevées. Ce n’est qu’au moment où les couches hautes de 40 ou 50 km sont plongées dans l’ombre que les nuages noctulescents vont pouvoir commencer à apparaître. Ceci correspond approximativement à la fin du crépuscule civil⁹, c’est-à-dire que le Soleil se trouve 6° sous l’horizon. Cela se produit environ une heure avant le lever ou après le coucher du Soleil. Plus cet angle entre la direction du Soleil et l’horizon augmente, plus la luminosité du ciel diminue, et donc, par contraste, plus les nuages peuvent se démarquer. Ils sont

⁸L’épaisseur optique sera définie dans la partie 3.1 du chapitre 3

⁹Le crépuscule civil est défini comme étant la période pendant laquelle la position du centre du disque solaire correspond à un angle zénithal compris entre 90° et 96° , sans tenir compte de la réfraction atmosphérique.



Fig. 1.12 – Nuage noctulescent photographié dans le ciel nocturne du parc national de Soomaa (Estonie) par Martin Koitmäe, le 26 juillet 2009.

visibles jusqu’au moment où l’angle zénithal solaire¹⁰ atteint une valeur d’environ 100° (Soleil 10° sous l’horizon), car, dans une telle configuration, la région de la mésopause est située à son tour dans l’ombre de la Terre, et les nuages qui s’y trouvent ne sont donc plus éclairés. La figure 1.11 représente schématiquement la géométrie d’observation d’un NLC.

D’un point de vue géographique, ces conditions sont respectées, dans chaque hémisphère, seulement dans un certain anneau de latitude. En effet, aux latitudes supérieures à 61° , bien que les nuages noctulescents soient très fréquents, le Soleil reste toujours à moins de 6° sous l’horizon au milieu de l’été. Le ciel ne s’assombrit donc jamais assez pour permettre leur observation depuis le sol dans le visible. Dans ces régions proches des cercles polaires, les NLC ne peuvent être vus que très rarement, seulement en début ou fin de saison. Il existe également une latitude minimale d’observation, qui cette fois n’est pas due à une trop forte luminosité du ciel, mais tout simplement à l’absence de nuages. La formation de PMC est avant tout un phénomène polaire, fréquent à des latitudes supérieures à 55° , et qui devient exceptionnel ou inexistant à des latitudes inférieures à 50° .

En résumé, pour avoir la chance d’observer les nuages noctulescents, il faut se rendre, en été, entre ± 55 et $\pm 61^\circ$ de latitude. Ils apparaissent comme un large voile bleuté qui illumine le ciel nocturne. La figure 1.12 illustre la beauté des paysages qui peuvent alors être admirés.

¹⁰L’angle zénithal solaire est l’angle entre la direction des rayons solaires et la verticale du lieu d’observation.

La distance qui sépare ces nuages de la surface terrestre les rend particulièrement difficiles à étudier. Les conclusions qui peuvent être tirées de leur observation à l'œil nu ou à partir de photographies prises du sol restent très limitées. L'utilisation d'instruments plus perfectionnés, tous complémentaires les uns des autres, est essentielle à une étude plus approfondie de ce phénomène.

Satellites

Les nuages mésosphériques ont été observés par une grande variété de satellites, de manière ininterrompue depuis 1978. Comparativement aux autres méthodes d'observation, l'étude des PMC depuis l'Espace présente un très grand nombre d'avantages. Les données obtenues ne subissent aucune influence des conditions météorologiques troposphériques. La plupart des satellites occupent une orbite héliosynchrone¹¹, ce qui assure une très bonne couverture en latitude et en longitude. Les deux hémisphères sont observés de manière quasiment équivalente (la géométrie d'observation peut cependant légèrement différer d'un hémisphère à l'autre pour certains instruments). Enfin, les données fournies sont très nombreuses, ce qui assure des statistiques fiables. Les instruments embarqués sur satellite sont donc à l'origine de bases de données denses, globales et continues dans le temps. Leur contribution est essentielle à l'établissement d'une climatologie des PMC sur le long terme.

Une étape capitale fut donc franchie lorsque, en 1972, une couche diffusive dans la région de la mésopause fut détectée à partir de l'espace pour la première fois, par le satellite OGO-6 (Donahue et al., 1972). Depuis ce jour, de nombreux satellites ont été impliqués dans ce domaine de recherche, utilisant des modes de fonctionnement variés. Ceux qui regardent l'atmosphère au nadir fournissent une géolocalisation des nuages très précise, mais ne permettent aucune détermination de leur altitude. Au contraire, les instruments qui sondent le limbe de l'atmosphère (soit en mesurant la lumière solaire diffusée, soit en utilisant la technique de l'occultation solaire) donnent une bonne estimation de l'altitude des nuages, mais ne permettent pas de les localiser précisément sur l'horizontale. Les principales missions, ainsi que les découvertes majeures qui leur sont associées, sont décrites ci-dessous (Deland et al., 2006a) :

SBUV et SBUV/2 [1978-toujours en activité] : La série d'instruments Solar Backscattered UltraViolet (7 instruments au total), respectivement à bord de Nimbus-7 et des différents satellites de la NOAA, représente la plus longue base de données sur les nuages mésosphériques polaires (33 ans de données en continu). Ils sont donc essentiels pour leur suivi à long terme (Deland et al., 2003). Ils ont permis d'apporter la preuve que la formation de ces nuages est dépendante de l'activité solaire. Leur fréquence d'apparition est en effet anticorrélée avec le flux Lyman-alpha (Thomas et al., 1991). Ces instruments présentent par contre l'inconvénient de permettre seulement la détection des nuages les plus brillants. Leur fonctionnement est basé sur l'observation du rayonnement solaire diffusé,

¹¹Le terme "héliosynchrone" sera défini dans le chapitre 2, à la page 49

au nadir, dans l'UV, entre 250 et 340 nm. Les analyses de la taille des particules effectuées à partir de ces données ont révélé des rayons compris entre 20 et 100 nm (Deland et al., 2006b).

SME [1981-1986] : Le spectromètre UV (UVS) embarqué sur le satellite Solar Mesosphere Explorer a observé pendant 5 ans la lumière diffusée par le limbe terrestre à 265,0 et 296,4 nm, dans deux directions (vers l'avant et vers l'arrière). Thomas and McKay (1985) ont observé qu'il y avait une différence notable dans l'intensité du signal, selon la direction d'observation (la diffusion vers l'avant étant la direction dominante). Ceci indique que les particules constituant les PMC diffusent la lumière selon la théorie de Mie. La première estimation de la taille des particules a également été obtenue grâce à cet instrument : elles se révélèrent particulièrement petites, avec un rayon n'excédant pas 70 nm. Les résultats complets de ces travaux ont été présentés par Thomas et al. (2000).

SAGE II [1984-2000] : L'instrument Stratospheric Aerosol and Gas Experiment (SAGE) II, embarqué à bord du satellite Earth Radiation Budget Satellite (ERBS), a observé les PMC par occultation solaire pendant 16 ans (Shettle et al., 2002a).

WINDII [1991-1998] : Lancé en 1991 à bord du satellite de la NASA Upper Atmosphere Research Satellite (UARS), l'instrument WIND Imaging Interferometer a lui aussi contribué à l'observation des nuages mésosphériques polaires (Evans et al., 1995). Il a également permis de mesurer la température dans la région de la mésosphère et de contrôler sa variabilité (Shepherd et al., 2004).

HALOE [1991-2005] : Également à bord du satellite américain UARS, l'instrument HALogen Occultation Experiment a réalisé jusqu'en 2005 des mesures d'occultation solaire dans huit canaux infra-rouge (2,45-9,87 μm). Ce sont ces données qui ont permis de prouver que les particules constituant les nuages mésosphériques sont très principalement composées de glace d'eau (Hervig et al., 2001).

POAM II et POAM III [1993-1996, 1998-2005] : Les instruments Polar Ozone and Aerosol Measurement, à bord des satellites français SPOT 3 et 4 (Satellite Pour l'Observation de la Terre), utilisent neuf canaux, de l'UV au proche IR, pour effectuer des mesures d'occultation solaire. La géométrie d'observation de ces deux instruments présente par contre un inconvénient : les occultations à haute latitude sont beaucoup plus nombreuses au sud qu'au nord. Lumpe et al. (2008) font un bilan complet des résultats déduits de ces mesures.

MAHRSI [1994 et 1997] : Le spectrographe d'investigation haute résolution de la moyenne atmosphère (MAHRSI), embarqué à bord d'une navette spatiale, a fourni des profils verticaux de densité de OH, ainsi que de brillance des PMC à partir de mesures au limbe effectuées pendant deux missions en novembre 1994 et en août 1997 (Stevens et al., 2001). Stevens et al. (2003) ont suggéré que la vapeur d'eau rejetée par la navette spatiale elle-même a eu un impact sur l'occurrence des nuages noctulescents.

MSX [1996-1999] : Le satellite Midcourse Space Experiment, mission de la défense américaine, a fourni des images spectrographiques du limbe terrestre entre 200 et 315 nm. Ces données ont été utilisées pour déterminer la taille des particules constituant les PMC. Carbary et al. (2004) ont montré que, sur les spectres de MSX, les particules respectent une distribution bimodale qui pique à environ 50 et 200 nm. (Deland et al. (2006b) ont essayé de reproduire ces résultats avec les données de SBUV/2, mais n'ont pu confirmer cette estimation.)

SNOE [1997-2003] : La mission américaine Student Nitric Oxide Explorer est très proche de SME. L'instrument mesure la lumière solaire diffusée à deux longueurs d'onde (215 et 327 nm). Ce satellite fut le premier à fournir un aperçu complet de la couverture géographique des PMC, ce qui a permis de se rendre compte que ces nuages sont plus fréquents dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud (Bailey et al., 2005).

OSIRIS [2001-toujours en activité] : L'instrument Optical Spectrograph and Infra-Red Imaging System, à bord du satellite suédois ODIN, scanne le limbe terrestre entre 275 et 800 nm. Cet instrument a la particularité d'être destiné à la fois à l'astronomie et aux sciences de l'atmosphère. Les PMC ne sont donc observés que pendant des périodes limitées. Il a néanmoins permis d'aboutir à des découvertes importantes. La preuve de l'existence d'un couplage interhémisphérique entre la stratosphère et la mésosphère a en particulier été apportée par l'analyse des propriétés des PMC observés par cet instrument (Karlsson et al., 2007).

SCIAMACHY [2002-toujours en activité] : Lancé en 2002 à bord de la mission européenne ENVISAT, l'instrument SCanning Imaging Absorption spectroMeter for Atmospheric CHartographY a la capacité d'effectuer des mesures dans trois modes différents : vue au nadir, vue au limbe et occultation solaire et lunaire. Robert et al. (2009) font un bilan des résultats récents obtenus. L'analyse des données fournies, combinées à celles fournies par les instruments SBUV, a permis de détecter pour la première fois la signature du cycle solaire de 27 jours dans les variations de fréquence d'apparition des PMC (Robert et al., 2010).

GOMOS [2002-toujours en activité] : Également à bord du satellite ENVISAT, GOMOS scrute le limbe de l'atmosphère depuis neuf ans grâce à la technique de l'occultation stellaire. Ce sont les données de cet instrument qui ont été analysées tout au long de ce travail de thèse. Il fera donc l'objet d'une description détaillée dans le chapitre suivant.

ACE-FTS [2003-toujours en activité] : Le spectromètre à transformée de Fourier Atmospheric Chemistry Experiment, embarqué à bord du satellite canadien SciSat-1, fonctionne dans l'infra-rouge selon le principe de l'occultation solaire. L'analyse de ces données a permis de mener une étude sur la forme des particules qui constituent les PMC. En effet, un faible degré de non-sphéricité des cristaux de glace a été déduit de l'observation de la bande de transition vibrationnelle OH à 3300 cm^{-1} (Eremenko et al., 2005). Ces résultats ont confirmé ce qui avait déjà été découvert par Baumgarten et al. (2002) à partir de mesures lidar.

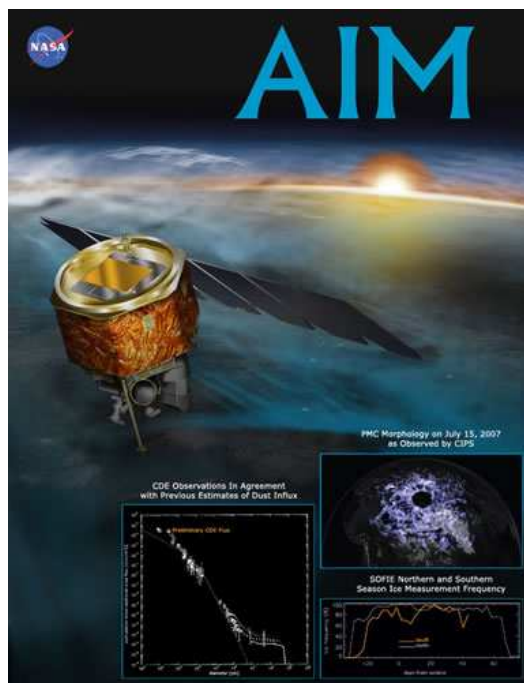


Fig. 1.13 – La mission spatiale de la NASA, Aeronomy of Ice in the Mesosphere, est la première entièrement consacrée à l’observation des nuages mésosphériques polaires. Elle est d’une importance capitale pour la recherche dans ce domaine. (NASA)

AIM [2007-toujours en activité] : La mission spatiale de la NASA Aeronomy of Ice in the Mesosphere est d’une importance capitale pour la recherche dans le domaine des nuages mésosphériques. Il s’agit du premier et unique satellite intégralement consacré à leur observation. Trois instruments sont embarqués sur ce satellite, lancé en avril 2007. Une présentation de ces différents instruments et des premiers résultats scientifiques de la mission a été publiée par Russell III et al. (2009).

SOFIE (Solar Occultation For Ice Experiment), dont le fonctionnement est basé sur la technique de l’occultation solaire, effectue des mesures dans 16 bandes spectrales, dans les domaines UV et IR. Cet instrument mesure le coefficient d’extinction des cristaux de glace d’eau qui constituent les nuages noctulescents. Mais il a également pour objectif de fournir des profils verticaux de température, de pression, d’aérosols, ainsi que des cinq espèces gazeuses suivantes : H_2O , O_3 , CO_2 , CH_4 et NO . Il effectue 15 occultations par jour, dans la bande de latitude $65\text{--}85^\circ$, au nord comme au sud. Pour plus de détails techniques à propos de cet instrument, il est conseillé de se référer à l’article de Gordley et al. (2009), très complet à ce sujet. Hervig et al. (2009b) décrivent quant à eux la manière dont sont utilisées les mesures de SOFIE pour identifier les PMC et pour déterminer leurs principales propriétés (concentration massique de glace, taille et forme des particules). C’est également grâce à cet instrument que des micrométéorites ont pu être observées par satellite dans la moyenne atmosphère pour la première fois (Hervig et al., 2009a).

CIPS (Cloud Imaging and Particle Size experiment) est quant à lui un imageur panoramique qui observe au nadir, dans l'UV (à 265 nm), la lumière diffusée par les PMC (McClintock et al., 2009). Il a la capacité d'effectuer des mesures à différents angles de diffusion. L'objectif de ces images est de caractériser la morphologie des nuages (Rusch et al., 2009) et d'extraire des informations sur la taille des particules qui les constituent. Le fait qu'un même volume d'atmosphère soit observé plusieurs fois, à des angles différents, permet la détermination des fonctions de phase de ces cristaux de glace d'eau (Bailey et al., 2009b). Ces images permettent également d'étudier la dynamique de la mésosphère, en particulier l'activité des ondes de gravité, directement liée à la formation des PMC (Chandran et al., 2009). La variabilité de l'ozone mésosphérique peut elle aussi être surveillée par CIPS.

Enfin, **CDE** (Cosmic Dust Experiment) est un détecteur d'impact de poussière météoritique. Cet instrument a été inclus sur la plate-forme AIM afin de mesurer la variabilité spatiale et temporelle du flux de poussière cosmique dans la haute atmosphère. Ces petites particules pourraient jouer un rôle essentiel dans la formation des nuages mésosphériques (cf partie 1.3.2 pour une explication plus détaillée). La comparaison entre ces mesures et les données de CIPS et SOFIE va permettre de mener des études directes de corrélation entre ces nanométéorites et les propriétés des nuages mésosphériques, dans le but de mieux comprendre comment elles interviennent dans la nucléation de la glace dans la HLSM.

Ensemble, ces trois instruments couvrent tous les processus impliqués dans la microphysique des nuages mésosphériques. Ils devraient ainsi permettre de résoudre un grand nombre d'énigmes à leur sujet, et également au sujet de la moyenne atmosphère en général.

Lidars

La télédétection par lidar¹² désigne une technologie de mesure optique très couramment utilisée pour l'étude de l'atmosphère. Le principe de fonctionnement du lidar s'apparente à celui du radar, si ce n'est que l'onde émise se situe dans un domaine spectral plus énergétique (UV, visible ou proche IR). Il s'agit d'une méthode de détection active. L'instrument est donc constitué à la fois d'un émetteur et d'un récepteur. Un laser à impulsion émet un signal lumineux, dont la longueur d'onde dépend du paramètre ou du constituant à mesurer. Après interaction avec l'atmosphère, certains des photons sont alors renvoyés vers le bas, où ils peuvent être collectés par un télescope. L'analyse de cette lumière rétro-diffusée permet d'obtenir des informations sur les particules atmosphériques avec lesquelles elle a interagi.

Un ensemble de lidars, situés à différents endroits, aussi bien dans l'hémisphère nord (Hayman and Thayer, 2010) que dans l'hémisphère sud (Chu et al., 2006), sont chargés de surveiller la mésosphère. Cette technique d'observation permet de restituer le profil vertical local, dont peuvent être déduites les différentes caractéristiques des nuages noctulescents avec une très grande précision (fréquence d'occurrence, brillance, altitude, etc.) (Lübken et al., 2008). Ceci représente un avantage considérable. Elle présente néanmoins l'inconvénient d'être contrainte d'adapter ses périodes de fonctionnement aux conditions météorologiques.

¹²LIDAR : acronyme de l'expression *LIght Detection And Ranging*



Fig. 1.14 – Le lidar Rayleigh/Mie/Raman de l’observatoire d’ALOMAR (Arctic Lidar Observatory for Middle Atmosphere Research), installé sur l’île d’Andøya (Norvège, 69°N), joue un rôle important dans l’observation des nuages noctulescents. (Leibniz-IAP)

La particularité du système lidar est qu’il est capable d’effectuer ses mesures tout au long de la journée, de jour comme de nuit. Il est donc possible d’observer l’évolution des paramètres nuageux en fonction de l’heure locale (voir Chu et al. (2003) et Fiedler et al. (2005) pour plus de détails à ce sujet). Lorsque ces instruments utilisent plusieurs longueurs d’onde différentes, ils permettent également de mener des études précises sur la distribution de taille des particules de glace constituant les NLC. Ces résultats sont importants pour mieux comprendre les processus microphysiques qui régissent leur formation (Baumgarten et al., 2010). Des recherches à propos de la dynamique atmosphérique à haute altitude, qui, comme cela a été expliqué précédemment, influence fortement la formation des NLC, peuvent aussi être menées grâce à la technologie lidar (Thayer et al., 2003). De plus, grâce à la combinaison des techniques lidar et radar, il est possible de mesurer simultanément les particules de glace, la température, et les vents horizontaux, afin de mieux comprendre les relations qui existent entre ces nuages et leur environnement (Gerding et al., 2007). Le lidar ALOMAR, représenté sur la figure 1.14, observe les NLC régulièrement, depuis maintenant presque 15 ans. Une telle base de données a permis d’étudier l’évolution à long terme de leurs propriétés (Fiedler et al., 2009). Une analyse comme celle-ci peut apporter une contribution importante au débat actuel sur la possible relation entre les nuages mésosphériques et le changement climatique global. (Ce point sera expliqué plus en détail dans la suite : 1.3.4.)

Fusées-sondes

Les nuages noctulescents peuvent également être étudiés grâce à des fusées-sondes lancées dans la mésosphère. Ce moyen d’observation présente une particularité : c’est le seul qui permet de traverser directement le nuage et d’effectuer ainsi des mesures in situ à de telles altitudes. Comme cela a déjà été mentionné précédemment, dans la région de la mésosphère et de la basse thermosphère règnent des interactions diverses entre des processus



Fig. 1.15 – Lancement d’une fusée-sonde en décembre 2010, à partir du centre de tir d’Andøya (Norvège), lors de la campagne ECOMA. (photo : Kjell Bjarne Pettersen)

radiatifs, dynamiques, microphysiques et chimiques, à l’origine de phénomènes complexes à petite échelle spatiale. Les fusées-sondes sont donc particulièrement bien adaptées à la recherche dans ce domaine. Il est en effet essentiel de comprendre ce qu’il se passe à l’échelle locale pour bien comprendre ce que l’on observe à plus grande échelle grâce aux autres instruments. Or, des données locales ne peuvent être fournies que par des instruments à bord de fusées-sondes, ce qui les rend indispensables et complémentaires des techniques de mesure à distance, à partir du sol ou de l’espace. Les fusées-sondes enrichissent l’ensemble des informations disponibles, de par la nature totalement différente des données qu’elles apportent (voir Gumbel et al. (2001) et Rapp et al. (2010) pour des exemples concrets d’études menées à partir de campagnes de lancement de fusées-sondes).

En effet, la combinaison des mesures *in situ* et à distance a déjà souvent contribué à l’amélioration des connaissances sur les mécanismes qui régissent la moyenne atmosphère. Les données locales et instantanées fournies par les fusées servent souvent pour la validation des mesures à grande échelle obtenues à distance. L’analyse en parallèle des ensembles de données locaux et globaux peut parfois être très utile pour répondre à certains problèmes scientifiques. L’étude effectuée par Baumgarten et al. (2009) en est un bon exemple. Un même événement nuageux a été observé à distance par satellite, lidar, et photographie sol, ainsi qu’*in situ* lors d’une campagne de lancement de fusées-sondes à partir de la base norvégienne d’Andøya. Un travail de comparaison de ces différents types de données a pu être mené dans le but de mieux comprendre la morphologie de ce nuage, aussi bien à l’échelle locale que planétaire. De plus, il existe un échange de technologies entre les différents moyens d’observation. En effet, un grand nombre d’instruments embarqués dans l’espace ont été inspirés par les nombreuses années d’expérience dans la conception des instruments optiques lancés sur des fusées-sondes. L’inverse est également possible.

Cette méthode d'observation présente par contre un inconvénient. Les fusées-sondes s'introduisent directement dans l'environnement dont elles mesurent les caractéristiques. Elles peuvent alors interagir avec l'atmosphère, ce qui peut influencer les mesures d'une manière qui n'est pas encore parfaitement comprise. Le passage de la fusée peut par exemple avoir un impact sur les propriétés électriques des particules, point pourtant très important dans cette région faisant partie de l'ionosphère. Pour de plus amples informations, il est conseillé de se référer au travail de Hedin (2009), qui dresse un bilan complet des mesures *in situ* par fusée-sonde dans la moyenne atmosphère.

1.3.4 Intérêt de leur étude

Ces mystérieux nuages qui se forment à la frontière de l'Espace attirent l'attention des chercheurs, non seulement par curiosité à propos de leur formation, mais aussi et surtout pour les informations qu'ils peuvent apporter à propos de leur environnement, et pour leur sensibilité aux changements subis par cet environnement.

Moyen d'étude de la moyenne atmosphère

La dernière décennie a été une période de grand intérêt pour les nuages mésosphériques polaires. Les connaissances à leur sujet se sont améliorées très rapidement. Des chercheurs du monde entier y ont contribué, grâce à de nombreuses observations effectuées à l'aide de nouveaux instruments, toujours plus perfectionnés. D'importantes améliorations dans le domaine de la modélisation ont également accompagné ces progrès. Ensemble, ces travaux ont permis une meilleure compréhension des processus qui régissent la formation des PMC, ainsi que, plus indirectement, de la mésosphère en général.

Les études menées à propos de la structure, de la composition et de la variabilité de la HLSM ont de vastes perspectives. Elles explorent tous les processus physiques qui sous-tendent la structure et les variations observées des PMC. Différents processus (nucléation, dynamique, etc.) sont impliqués, intervenant à toutes les échelles, de la minute à la décennie et du niveau microscopique au niveau global.

Comme cela a été mentionné dans la partie 1.2.2, les ondes de gravité jouent un rôle prépondérant dans la mésosphère. Elles sont directement liées aux nuages noctulescents, qui portent leur signature. En effet, les structures observées dans ces nuages sont dues à l'interaction des ondes de gravité internes avec l'atmosphère (suggéré pour la première fois par Hines (1968)). Plusieurs travaux utilisent donc les PMC comme moyen d'étude de ces ondes (Gerrard et al. (2004), Chandran et al. (2009)), en s'intéressant à l'influence qu'elles ont sur leur formation. De la même manière, les ondes planétaires peuvent être étudiées par l'intermédiaire des PMC, puisqu'elles influencent elles aussi leur formation. En effet, elles sont à l'origine de modulations de température dans la mésosphère, ce qui affecte les propriétés des nuages (Kirkwood and Stebel (2003), Von Savigny et al. (2007a), Merkel et al. (2008)).

Le travail de Karlsson (2008) est également un très bon exemple pour montrer le lien entre les nuages mésosphériques et leur environnement. Les résultats obtenus ont montré que la variabilité interannuelle des PMC était significativement affectée par le couplage dynamique qu'il existe entre les deux hémisphères. Ceci s'explique par le fait que l'activité des ondes planétaires dans la stratosphère d'hiver a une influence décisive sur la température dans la région de la mésopause d'été, via une modulation de la circulation méridienne de pôle à pôle. Cette relation a été observée à partir de mesures satellite (Karlsson et al., 2007), et retrouvée par un travail de modélisation (Karlsson et al., 2009). Le temps de réaction entre un changement de l'activité ondulatoire dans l'hémisphère d'hiver et la modification correspondante des propriétés nuageuses dans l'hémisphère d'été est estimé à 2 à 8 jours.

Les nuages noctulescents sont donc un moyen privilégié pour étudier cette zone très difficilement accessible qu'est la haute mésosphère. La recherche dans ce domaine est gérée par le groupe LPMR (Layered Phenomena in the Mesopause Region). Il s'agit d'un groupe de travail international, unité officielle de la Commission Internationale sur la Moyenne Atmosphère (ICMA). Ce groupe a pour objectif de développer et d'entretenir les collaborations entre les différentes communautés (observateurs par satellites, lidars ou fusées et modélisateurs), par l'intermédiaire d'un atelier les regroupant tous les deux ans.

Relation avec le changement climatique global ?

La fréquence des apparitions de nuages noctulescents est bien documentée dans le temps, et montre une indéniable tendance à l'augmentation. Une des principales raisons qui explique qu'autant d'attention soit portée à ces nuages, outre celles qui ont été citées dans le paragraphe précédent, est le lien possible entre leur évolution et le changement climatique global.

Les nuages noctulescents, phénomène atmosphérique extrêmement rare, voire inexistant au milieu du 19^{ème} siècle, sont récemment devenus de plus en plus fréquents et de plus en plus brillants. La figure 1.16 représente le célèbre suivi de l'évolution des apparitions nuageuses par Gadsden (1998). Il s'agit du nombre de nuits par an durant lesquelles des nuages noctulescents ont été observés. Ces données ont été fournies par un réseau d'observateurs bénévoles en Écosse et au Danemark, qui ont établi des rapports détaillés de chacune de leurs observations, selon un protocole inchangé de 1964 à 1995.

On peut noter le caractère cyclique de cette évolution, dont la période est d'environ 11 ans. Ceci est lié au cycle de l'activité solaire. Lorsque l'activité solaire est à son maximum, l'intensité accrue du rayonnement solaire est à l'origine d'un chauffage diabatique de la moyenne atmosphère. De plus, l'intensification du flux de radiation Lyman-alpha¹³ provoque une destruction plus active des molécules de vapeur d'eau. Il en résulte une mésosphère plus chaude et plus sèche, et inversement lorsque l'activité solaire est à son minimum. Ceci explique que la fréquence d'occurrence des nuages soit anticorrélée avec

¹³La radiation Lyman-alpha correspond à une raie d'émission de l'hydrogène atomique, à une longueur d'onde de 121,6 nm. Son intensité est caractéristique de l'activité solaire.

l'activité solaire (Khosravi et al. (2002) et Sonnemann and Grygalashvily (2005)). Les mesures expérimentales sont en accord avec les modèles, puisqu'elles permettent bien de retrouver cette dépendance (voir Deland et al. (2003) et Hervig and Siskind (2006) par exemple). Cependant, on observe un décalage de 0,5 à 2 ans entre le cycle solaire et la réponse des nuages dans plusieurs bases de données. La cause de ce décalage est encore mal comprise. Une bonne compréhension de la variabilité naturelle des PMC est pourtant essentielle.

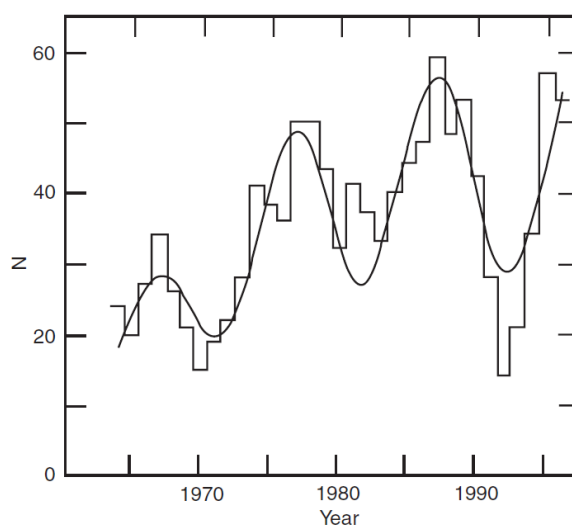


Fig. 1.16 – Évolution du nombre de nuits, N , durant lesquelles des nuages noctulescents ont été observés, entre 1964 et 1995. (Gadsden, 1998)

Outre cette composante cyclique, la figure 1.16 montre une claire tendance à l'augmentation des apparitions de nuages noctulescents. Cette évolution a été confirmée par les données de différents satellites, qui ont permis de mettre en évidence un accroissement de la fréquence d'occurrence, mais aussi de l'albédo des PMC au fil du temps, dans les deux hémisphères (Shettle et al. (2002b), Deland et al. (2003), Deland et al. (2007)). Il n'existe cependant pas encore de consensus sur l'ampleur de cette augmentation.

D'autre part, la zone géographique dans laquelle ces nuages se forment semblerait également s'étendre, les observations à des latitudes particulièrement basses étant apparemment des phénomènes de moins en moins exceptionnels (Taylor et al., 2002).

Ce sont ces différentes constatations qui ont fait naître l'hypothèse selon laquelle l'évolution observée des différents paramètres caractéristiques des PMC serait une signature d'un changement global du climat dans la moyenne atmosphère. Elle a été formulée pour la première fois il y a maintenant plus de 20 ans (Thomas et al., 1989). Depuis, cette question a fait couler beaucoup d'encre (Thomas (1996), Thomas and Olivero (2001), Olivero and Thomas (2001)), a été l'objet de vigoureux débats (Thomas (2003a), Von Zahn (2003) et Thomas et al. (2003)), et est toujours d'actualité.

Les nuages mésosphériques se formant dans des conditions extrêmes, ils sont très sensibles aux modifications des conditions environnementales. Comme cela a été expliqué dans la partie 1.3.2, la présence de nuages à de telles altitudes est directement liée au degré de saturation de l'eau, qui dépend lui-même de la température et de la pression partielle de vapeur d'eau. Elle dépend également de la concentration en noyaux de condensation présents. Donc l'évolution des PMC observée pourrait être un indicateur du changement à long terme de ces quantités.

Les études de la région de la mésopause polaire et estivale s'intègrent alors dans le vaste et actif domaine de la recherche sur le changement climatique. La communauté scientifique internationale, réunie dans le cadre du Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC)¹⁴, est arrivée à un consensus très ferme sur la nature anthropogénique du changement climatique global, dû à l'augmentation des émissions de gaz à effet de serre.

Comme cela a déjà été expliqué dans la partie 1.2.1, si l'augmentation de la concentration en dioxyde de carbone est à l'origine d'un réchauffement global dans les basses couches de l'atmosphère, elle devrait au contraire conduire à un refroidissement global dans l'atmosphère moyenne (Akmaev and Fomichev, 2000).

En outre, la concentration de vapeur d'eau peut elle aussi être touchée par les activités humaines, puisque l'oxydation du méthane est à l'origine d'une importante source d'eau dans la moyenne atmosphère (cf partie 1.1.3). Cette formation d'eau in situ s'ajoute à l'eau qui parvient à franchir la tropopause grâce à la convection profonde au niveau de l'équateur. Ces deux sources de vapeur d'eau ont des contributions quasiment équivalentes.

Les modifications de la composition chimique de l'atmosphère dues aux activités humaines auraient donc tendance à refroidir et à humidifier la mésosphère, ce qui favoriserait la formation de nuages. C'est pourquoi, théoriquement, les PMC pourraient être directement liés aux concentrations de gaz à effet de serre (Thomas et al. (1989) et Olivero and Thomas (2001)).

L'analyse de données expérimentales et leur comparaison avec les modèles sont maintenant nécessaires afin de valider ou d'infirmer cette hypothèse. Malheureusement, les mesures de température et de vapeur d'eau dans la HLSM sont à l'heure actuelle, soit trop imprécises, soit trop récentes, pour pouvoir aboutir à une conclusion fiable quant à leur évolution à long terme. Les mesures de la concentration de particules pouvant jouer le rôle de noyaux de condensation pour les cristaux de glace dans cette région sont elles aussi insuffisantes. Aucune étude n'a pour le moment permis de prouver de manière indéniable qu'il existe un lien direct entre la pollution humaine et les PMC.

¹⁴le GIEC est le nom français de l'*Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC)

Les nuages mésosphériques polaires sont-ils vraiment des indicateurs d'un changement climatique global dans la moyenne atmosphère ?

Seuls les progrès scientifiques apporteront une réponse à cette question. Les données fournies par les instruments à bord du satellite AIM¹⁵, exclusivement destinés à l'étude des PMC, devraient permettre d'aboutir à une nette avancée à ce sujet. Les modèles devraient eux aussi être améliorés, afin de prendre en compte de manière plus complète les interactions complexes entre dynamique, microphysique, chimie et transfert radiatif qui ont lieu dans la HLSM (Thomas et al., 2010).



Fig. 1.17 – Ciel parisien illuminé par un magnifique nuage noctulescent, la nuit du 14 Juillet 2009 (photo par Jean-Luc Dauvergne). Il s'agit d'un phénomène très rare à une latitude de 48°N (se référer à (Hultgren et al., 2011) et (Nielsen et al., 2011) pour plus d'explications.)

¹⁵voir partie 1.3.3 pour une description détaillée de la mission

Chapitre 2

L'instrument GOMOS à bord du satellite ENVISAT

2.1 La plateforme ENVISAT

2.1.1 Caractéristiques du satellite

Le 1^{er} mars 2002, le satellite ENVISAT (*ENVironmental SATellite*) a été mis en orbite par la fusée Ariane 5 depuis la base de Kourou, en Guyane française. Il s'agit d'une mission de l'Agence Spatiale Européenne (ESA) consacrée à l'observation de la Terre. Cette plateforme représente le plus gros satellite scientifique jamais conçu. Ses dimensions sont en effet de $26\text{ m} \times 10\text{ m} \times 5\text{ m}$, pour une masse de plus de 8 tonnes, et 70 m^2 de panneaux solaires ! Son développement et sa construction, auxquels ont contribué 14 pays, ont duré plus de dix ans.

Ce satellite suit une orbite quasi polaire à une altitude moyenne d'environ 800 km^1 et dont l'inclinaison² est égale à $98,6^\circ$. Ces caractéristiques permettent d'obtenir une légère précession nodale³ naturelle vers l'ouest, qui va aboutir à une orbite héliosynchrone, c'est-à-dire que l'angle entre le plan de l'orbite et la direction du Soleil reste constant. Un satellite placé sur une telle orbite passe à une heure solaire locale⁴ fixe au-dessus d'une latitude donnée. Les observations seront donc en général toujours faites dans des conditions d'éclairement identiques d'une orbite à l'autre, permettant ainsi une comparaison plus efficace des images. Ceci n'est cependant pas tout à fait vrai pour GOMOS, dont les données vont être utilisées pour ce travail de thèse. Le fonctionnement de cet instrument

¹Les altitudes du périégée et de l'apogée sont, respectivement, 780 et 820 km

²L'inclinaison est l'angle entre le plan de l'orbite du satellite et le plan équatorial terrestre, mesuré au nœud ascendant de l'orbite.

³Ce que l'on appelle la précession nodale est le décalage, d'une orbite à l'autre, de la ligne des nœuds, provoqué par la variation de l'attraction gravitationnelle due à l'aplatissement de la Terre. En sachant que la ligne des nœuds est la droite qui relie les deux points où le satellite passe à la verticale de l'équateur, une fois en phase descendante et l'autre fois en phase ascendante. On parle, respectivement, du nœud descendant et du nœud ascendant.

⁴L'heure solaire locale est l'heure donnée par la position du Soleil au lieu considéré, sans tenir compte des modifications légales de l'heure (créneau horaire, heure d'été / d'hiver).



Fig. 2.1 – Lancement de la fusée Ariane 5, le 21 mai 2010 (vol 194), depuis le centre spatial de Kourou, en Guyane française. (ESA / CNES / Arianespace)

est basé sur la technique de l’occultation stellaire, ce qui lui permet d’effectuer des mesures à des heures locales différentes, ce qui sera expliqué plus en détail dans la suite. Dans le cas d’ENVISAT, la plateforme passe au niveau du nœud descendant à 10h00, heure solaire locale.

Bien que les paramètres de l’orbite aient été choisis afin qu’elle soit naturellement héliosynchrone, elle évolue tout de même légèrement au cours du temps, du fait de forces parasites⁵ qui s’exercent sur le satellite. De légères corrections doivent donc être effectuées régulièrement, à l’aide de petits propulseurs. Ceci évite les dérives à long terme de l’altitude et de l’inclinaison, et la configuration orbitale d’ENVISAT est ainsi maintenue.

La plateforme se déplace sur son orbite à une vitesse de 7,45 km/s et a une période de révolution autour de la Terre de 100,6 min. Elle parcourt $14 + 11/35$ orbites par jour. Le satellite respecte donc un cycle de 35 jours, au bout duquel il repasse exactement au-dessus du même point. 501 orbites sont parcourues lors de chacun de ces cycles. Ces caractéristiques orbitales assurent une couverture globale pour les différents instruments embarqués à bord.

La durée nominale de la mission était de 5 ans (2002-2007). En 2010, 8 ans après son lancement, ENVISAT était toujours en activité. Une nouvelle extension de la mission a alors été décidée. Son utilisation est donc prorogée pour une période d’environ 3 ans, jusque fin 2013 / début 2014. Mais, l’orbite initiale étant réservée pour y placer un

⁵Pression de radiation solaire, ou aérodynamique de l’atmosphère résiduelle par exemple.

autre satellite, il a été nécessaire de modifier les paramètres orbitaux. Le satellite est alors entré dans une nouvelle phase d'utilisation. L'altitude moyenne de l'orbite a diminué de 17,4 km (799,8 km \rightarrow 782,4 km). Le nouveau cycle comprend 431 orbites et correspond à une période de 30 jours. Ce changement d'orbite a été effectué fin octobre / début novembre 2010. L'inclinaison n'est plus contrôlée, afin de limiter la consommation d'hydrazine⁶, étant donné que cette opération était la principale source de consommation. Ce paramètre subit donc actuellement une très légère dérive (diminution estimée à 0,15° d'ici à décembre 2013). L'orbite d'ENVISAT n'est donc actuellement plus parfaitement héliosynchrone, mais les conséquences sur les mesures devraient être très faibles. En effet, les heures de passage au niveau des nœuds ne varieront pas plus de 10 minutes. (Voir Miranda et al. (2010) pour plus de détails.)



Fig. 2.2 – Vue d'artiste du satellite ENVISAT sur son orbite autour de la Terre. (ESA / CNES)

2.1.2 Objectifs de la mission et instruments

ENVISAT observe l'atmosphère, les océans, les terres et les glaces. Il a pour objectif d'assurer la continuité des missions ERS⁷, tout en apportant des observations de paramètres additionnels afin de contribuer le plus efficacement possible à l'étude de l'environnement et de son évolution. Cette continuité des données à long terme est essentielle dans le domaine de la climatologie. Les objectifs scientifiques sont nombreux. Des disciplines variées bénéficient en effet des données acquises par les différents capteurs embarqués sur ENVISAT, comme la chimie de l'atmosphère (couche d'ozone, gaz à effet de serre), l'océanographie (biologie marine, couleur et température de l'océan, vagues), hydrologie

⁶L'hydrazine est un composé chimique, très couramment utilisé comme carburant dans les moteurs à réaction des fusées et satellites.

⁷La mission European Remote-Sensing satellite est une famille de satellites d'observation de la Terre de l'ESA (ERS-1 [1991-2000] et ERS-2 [1995-2011]), conçus pour collecter des données sur la surface des océans, des terres émergées, et sur l'atmosphère.

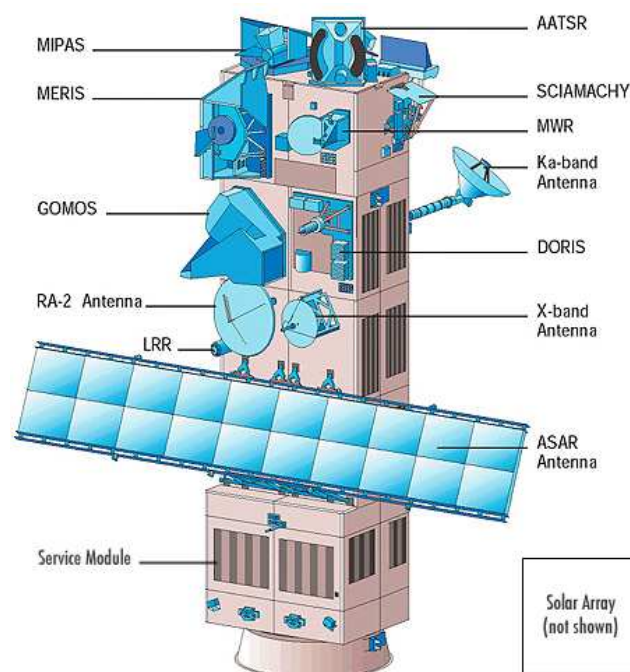


Fig. 2.3 – La plateforme ENVISAT : représentation des divers instruments embarqués à bord. (ESA, Bertaux et al. (2001))

(humidité du sol, inondations), suivi agricole et forestier, risques naturels, suivi du trafic maritime, suivi de la pollution, cartographie et surveillance de la neige et de la glace ...

Pour résoudre ces divers problèmes scientifiques, dix instruments entrent en jeu, tous embarqués à bord du satellite ENVISAT. La figure 2.3 montre comment tous ces instruments sont répartis sur la plateforme.

ASAR (Advanced Synthetic Aperture Radar) est un radar à synthèse d'ouverture⁸ en bande C⁹, capable d'opérer dans une large variété de modes.

MERIS (MEdium Resolution Imaging Spectrometer) est un imageur constitué de cinq caméras placées côte à côte, chacune équipée d'un spectromètre. Les mesures sont effectuées de manière programmable dans le domaine spectral 390 - 1040 nm. L'objectif principal de cet instrument est de mesurer la couleur de l'océan. Ceci permet de dériver des informations telles que les concentrations de chlorophylle ou de sédiments en suspension dans l'eau, dans le but, entre autres, de suivre le cycle du carbone ou le régime thermique océanique.

⁸Un radar à synthèse d'ouverture est un radar imageur qui effectue un traitement des données reçues afin d'améliorer la résolution en azimuth. Le traitement effectué permet ainsi d'affiner l'ouverture de l'antenne.

⁹La bande C est la partie du spectre électromagnétique dont les fréquences sont comprises entre 5,85 et 8,20 GHz dans le cas de radars météorologiques.

AATSR (Advanced Along Track Scanning Radiometer) est un radiomètre passif dont le rôle est de mesurer les émissions en provenance de la surface terrestre dans les domaines visible et infrarouge. Il permet aussi de mesurer de manière très précise la température de surface de la mer.

RA-2 (Radar Altimeter 2) est un altimètre radar en bande S et en bande Ku¹⁰, d'une très haute précision. Il s'agit d'un radar pulsé regardant au nadir.

MWR (MicroWave Radiometer) est un radiomètre dont l'objectif principal est de mesurer l'humidité atmosphérique (vapeur d'eau et contenu en eau liquide des nuages), dans le but de corriger le signal de l'altimètre radar RA-2 dans la troposphère. Les données fournies par cet instrument sont également utiles pour la détermination de l'émissivité de la surface et l'humidité de l'air au dessus des terres, pour les études de bilan d'énergie de surface, ainsi que pour la caractérisation de la glace.

MIPAS (Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding) est un spectromètre infrarouge à transformée de Fourier qui permet de mesurer les spectres d'émission du limbe terrestre dans la moyenne et haute atmosphère. Il fournit des profils de pression, de température et de nombreux constituants minoritaires. Il utilise pour cela une gamme spectrale étendue (de 4,15 à 14,6 μm) avec une résolution spectrale élevée. Les nuages mésosphériques polaires ont déjà été observés dans l'infrarouge par cet instrument (López-Puertas et al., 2009). (Ceci n'avait pas été mentionné dans le chapitre précédent car il s'agit d'une étude ponctuelle.)

SCIAMACHY (SCAning Imaging Absorption spectroMeter for Atmospheric CHarographY) est un spectromètre imageur qui a la capacité d'effectuer des mesures entre 240 et 2400 nm, dans trois modes différents : vue au nadir, vue au limbe et occultation solaire et lunaire. Son objectif principal est d'effectuer des mesures globales des gaz traces dans la troposphère et dans la stratosphère. La large gamme spectrale est également très bien adaptée à la détection des nuages et des aérosols. Cet instrument surveille régulièrement les nuages mésosphériques polaires, comme cela a été noté dans le chapitre précédent (partie 1.3.3).

DORIS (Doppler Orbitography and Radio-positioning Integrated by Satellite) est un instrument qui permet de mesurer avec une grande précision la trajectoire du satellite et sa localisation par rapport au sol. Son fonctionnement est basé sur la mesure du décalage Doppler entre un signal radio émis au sol et le signal correspondant reçu par le satellite.

LRR (Laser Retro-Reflector) est un autre système de localisation. Il s'agit d'un instrument passif qui réfléchit les tirs lasers effectués depuis un réseau de stations au sol. Le calcul du temps aller-retour du faisceau laser permet d'en déduire la position du satellite avec une grande précision. DORIS et LRR sont deux instruments complémentaires, grâce auxquels la détermination de l'orbite d'ENVISAT peut être la plus précise possible.

¹⁰Tout comme la bande C, les bandes S et Ku sont des parties du spectre électromagnétique appartenant au domaine des micro-ondes, définies par les fréquences 2,60 à 3,95 GHz et 12,4 à 18,0 GHz, respectivement.

Enfin, **GOMOS** est l'acronyme de *Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars*. Il s'agit, après MIPAS et SCIAMACHY, du troisième instrument à bord d'ENVISAT conçu pour observer l'atmosphère terrestre. Il utilise la technique de l'occultation stellaire, qui assure une haute résolution verticale, une très bonne couverture globale et une auto-calibration des données. Son objectif principal est la surveillance à long terme de la distribution d'ozone, de la haute troposphère jusqu'à la haute mésosphère. Les données fournies par cet instrument sont à la base de ce travail de thèse. Il va donc être décrit plus en détail dans les parties suivantes.

Les informations exposées dans la suite de ce chapitre sont tirées du manuel d'utilisation de GOMOS (ESA, 2007) et du document théorique de base de description des algorithmes GOMOS (Kyrölä and Blanot, 2007) auxquels il est conseillé de se référer pour des explications plus détaillées. Bertaux et al. (2010) font également une présentation précise de l'instrument, accompagnée d'un bilan complet de l'état actuel des résultats scientifiques associés.

2.2 La mission GOMOS : contexte et objectifs scientifiques

Comme cela a été expliqué dans le chapitre précédent, bien que l'ozone soit un constituant mineur de l'atmosphère terrestre, il joue un rôle crucial puisqu'il protège la biosphère du rayonnement ultraviolet solaire. Ce gaz est un élément central de la chimie stratosphérique, il est responsable du maintien de la structure thermique dans cette région de l'atmosphère, et il est aussi l'un des principaux gaz à effet de serre. Sa distribution montre une forte dépendance en fonction de l'altitude, il se concentre en effet très majoritairement entre 15 et 30 km. C'est pourquoi on parle de couche d'ozone.

Depuis le début des années 1980, les observations ont révélé une brusque diminution de la concentration d'O₃, au printemps, au dessus du continent Antarctique, connue sous le nom de "trou dans la couche d'ozone". C'est en 1985 que l'alerte a été donnée, par Farman et al. (1985). La destruction d'O₃ est principalement due aux émissions anthropiques de chlorofluorocarbones¹¹. Les mécanismes chimiques qui interviennent dans ce processus avaient été découverts avant le trou de la couche d'ozone, par Molina and Rowland (1974). Les émissions de CFC ont alors été très largement réduites, voire totalement supprimées, par le traité international de Montréal (1987). La durée de reconstitution de la couche d'ozone est estimée à plus de 60 ans après l'adoption de ce traité.

Même si le problème de la couche d'ozone pouvait sembler "régulé" dans les années 2000, de nombreuses questions intervenant dans ces processus demeuraient encore sans réponse, comme par exemple : *Comment évolue l'ozone stratosphérique, à long terme et d'une manière globale ? Quel est l'effet de la limitation des CFC sur la couche d'ozone ?*

¹¹Les chlorofluorocarbones, ou CFC, sont des composés contenant du carbone et du fluor ou du chlore. Ils ont été très couramment utilisés jusqu'au milieu des années 1980, ayant des applications dans de nombreux domaines (climatisation, isolation, bombes aérosol, extincteurs, etc.).

La tendance de la concentration d’ozone mesurée correspond-elle aux prédictions des modèles ? Sinon, les mesures peuvent-elles aider à améliorer les modèles ? La distribution d’un tel gaz, essentiel à la vie sur Terre, devait donc être surveillée de manière systématique. Le système de surveillance associé devait impérativement assurer une couverture globale des données, une bonne résolution verticale, ainsi que des mesures à long terme. C’est dans cette optique que l’instrument GOMOS (*Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars*) a été lancé, en 2002, à bord du satellite européen ENVISAT.

Bien que la surveillance de l’ozone soit sa mission principale, GOMOS a également de nombreux autres objectifs scientifiques. Il permet en effet de mesurer la concentration de différents gaz atmosphériques, tels que les oxydes d’azote (NO_2 et NO_3), la vapeur d’eau (H_2O), le dioxyde de Chlore (OClO) et le dioxygène (O_2). La température et les aérosols peuvent eux aussi être étudiés, ainsi que la turbulence atmosphérique. Les nuages mésosphériques polaires, qui font l’objet de ce travail de thèse, sont observés de manière très précise par GOMOS, et des études sur les nuages stratosphériques polaires peuvent également être menées.

2.3 La physique des mesures

GOMOS est un spectromètre de moyenne résolution qui effectue ses mesures simultanément dans l’ultraviolet, le visible et l’infrarouge, en utilisant la technique de l’occultation stellaire. Cette technique de mesure, ainsi que l’optique de l’instrument vont être décrites ci-dessous.

2.3.1 La technique de l’occultation stellaire

GOMOS est le premier instrument spatial spécifiquement conçu pour l’étude de l’atmosphère terrestre par la technique de l’occultation stellaire¹².

Cet instrument est situé sur la face d’ENVISAT orientée vers le nadir. Il effectue ses mesures vers l’arrière (dans la direction opposée au sens de déplacement de la plateforme sur son orbite), ce qui lui permet de suivre les disparitions successives des différentes étoiles derrière le globe terrestre, à mesure que le satellite se déplace le long de son orbite. La figure 2.5 est une représentation schématique du principe général de mesure utilisé. Lorsque l’étoile visée est encore haute au-dessus de l’horizon (typiquement à une altitude tangente¹³ supérieure à 120 km), le spectre de l’étoile, noté $S_0(\lambda)$, est enregistré. Ce spectre est alors libre de toute influence atmosphérique. Quelques secondes plus tard, le spectre lumineux de la même étoile est vu à travers l’atmosphère (juste au dessus de l’horizon), et est de nouveau enregistré par GOMOS. Ce dernier spectre, noté $S(\lambda, z_t)$ a été modifié par

¹²Bertaux et al. (2010) présentent, en annexe, un résumé intéressant de l’histoire de la technique de l’occultation stellaire.

¹³L’altitude tangente est l’altitude du point de la ligne de visée (droite reliant le satellite à l’étoile) le plus proche de la surface terrestre. Ce point est appelé le point tangent.

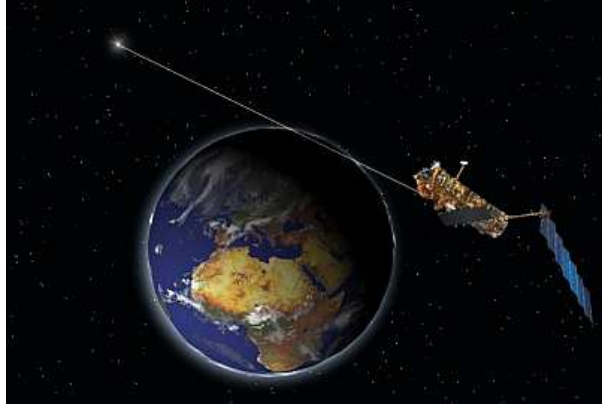


Fig. 2.4 – Vue d’artiste d’une observation de l’atmosphère terrestre par occultation stellaire par l’instrument GOMOS, à bord du satellite européen ENVISAT. (ESA)

l’absorption de tous les constituants atmosphériques présents le long de la ligne de visée. Or, l’absorption d’une onde électromagnétique est liée aux propriétés du milieu qu’elle traverse par la loi de Beer-Lambert, d’après la formule suivante :

$$S(\lambda, z_t) = S_0(\lambda) \exp(-\sigma_\lambda \cdot N(z_t)) \quad (2.1)$$

où λ est la longueur d’onde, z_t est l’altitude tangente, $N(z_t)$ (en mol.cm^{-2}) est la concentration d’ozone intégrée le long de la ligne de visée, et σ_λ (en cm^2) est la section efficace d’absorption de l’ozone. Ici, seule l’absorption de l’ozone est prise en compte dans le but de clarifier les explications. De l’équation 2.1, on déduit :

$$N(z_t) = -\frac{1}{\sigma_\lambda} \ln \left(\frac{S(\lambda, z_t)}{S_0(\lambda)} \right) \quad (2.2)$$

Lors d’une occultation, une série de valeurs de $N(z_t)$ est ainsi obtenue, pour les différentes altitudes tangentes auxquelles ont été effectuées les mesures (15 à 120 km environ). Une inversion verticale permet ensuite d’en déduire la distribution verticale de la densité locale d’ozone $n(z)$ (en mol.cm^{-3}), en supposant que l’atmosphère peut être décrite localement par une symétrie sphérique.

GOMOS dispose d’un catalogue de 180 étoiles présélectionnées qu’il peut utiliser comme cibles. Ces étoiles, qui constituent des sources lumineuses ponctuelles, ont été choisies parmi celles qui possèdent un flux suffisant dans le domaine spectral dans lequel

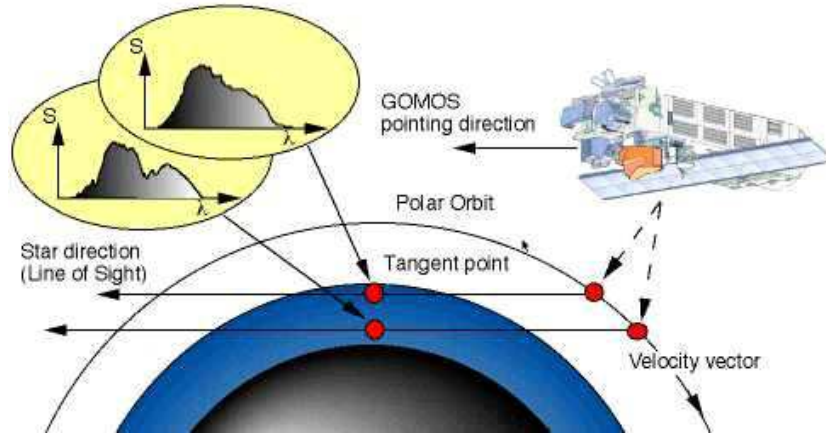


Fig. 2.5 – Schématisation du principe de mesure de GOMOS par occultation stellaire. Le spectre de l'étoile visée est d'abord mesuré hors de l'atmosphère, puis à travers l'atmosphère. Le rapport de ces deux spectres correspond à la transmission atmosphérique, pour une géométrie sphérique, à l'altitude tangente à laquelle est pris le second spectre. (ESA)

opère l'instrument. Pour cela, il a été établi qu'elles doivent avoir une magnitude visuelle¹⁴ inférieure à 4, et une température effective de surface¹⁵ comprise entre 3000 et 30 000 K. Les étoiles de ce catalogue sont numérotées de S001 à S180, par ordre croissant de magnitude. La plus brillante (S001) est Sirius, avec une magnitude visuelle de -1.44.

En plus de l'extrême simplicité de cet algorithme, la technique d'occultation a un énorme avantage, qui apparaît évident lorsque l'on regarde la forme mathématique des équations précédentes : la densité intégrée le long de la ligne de visée $N(z_t)$ d'un constituant est simplement obtenue à partir du rapport de deux mesures effectuées par le même instrument, à quelques secondes d'intervalle seulement. La méthode est donc autocalibrée de façon inhérente. Même si la sensibilité de l'instrument change avec le temps, ce rapport sera toujours mesuré correctement, et donc la densité le sera également. Cette protection contre les dérives à long terme est bien sûr parfaitement adaptée à une étude des tendances de l'ozone et des autres constituants.

En réalité, plusieurs espèces absorbantes interagissent avec la lumière avant qu'elle atteigne l'instrument. L'équation 2.1 prend alors la forme suivante :

$$S(\lambda, z_t) = S_0(\lambda) \exp \left(- \sum \sigma_i(\lambda) \cdot N_i(z_t) \right) \quad (2.3)$$

¹⁴ La magnitude apparente est une mesure de l'irradiance d'un objet céleste, observé depuis la Terre. On parle de magnitude visuelle lorsqu'elle est mesurée en bande V (partie du spectre électromagnétique aux alentours de 545 nm). Notée m , elle est reliée au flux lumineux F par la formule suivante : $F = F_{ref} 10^{-m/2.5}$ (où F_{ref} est le flux de l'étoile Végas, qui sert de référence pour définir l'origine de l'échelle).

¹⁵ La température effective d'une étoile est un paramètre servant à mesurer la quantité totale d'énergie lumineuse émise par cet astre. Elle correspond à la température du corps noir qui émettrait dans l'espace la même quantité d'énergie. Étant donné qu'une étoile ne rayonne pas comme un corps noir, cette quantité n'est pas une "vraie" température. Elle donne néanmoins un bon ordre de grandeur de la température des couches superficielles de l'étoile, qui détermine la forme de son spectre.

où $N_i(z_t)$ et $\sigma_i(\lambda)$ sont, respectivement, la concentration intégrée le long de la ligne de visée et la section efficace d'absorption, pour chaque espèce absorbante i . Une large gamme spectrale, couverte de manière continue, par de nombreux pixels, dans la partie UV-visible du spectre, a été choisie pour permettre l'extraction de tous les $N_i(z_t)$, pour chaque altitude tangente. C'est ce que l'on appelle l'inversion spectrale, ou séparation des constituants (se référer à Kyrölä et al. (2010) pour une explication plus détaillée à ce sujet). L'inversion verticale est ensuite faite séparément pour chacun des constituants. La gamme spectrale utilisée par GOMOS (cf partie 2.3.2, tableau 2.1) permet de connaître les distributions verticales de nombreux composants atmosphériques (O_3 , NO_2 , NO_3 , $OCIO$, O_2 , H_2O et aérosols).

Le fait qu'une quantité absolue puisse être dérivée d'une mesure relative est un avantage commun à toute technique d'occultation, qu'elle soit solaire ou stellaire. Cependant, l'utilisation d'étoiles par GOMOS, plutôt que du Soleil, présente des avantages supplémentaires.

Une particularité importante de la technique de l'occultation stellaire est l'extrême précision de la détermination de l'altitude. En effet, l'altitude d'une mesure est définie d'après la direction de l'étoile visée, parfaitement connue puisqu'il s'agit d'une source ponctuelle, et d'après la position du satellite. La position d'ENVISAT est connue avec une précision de l'ordre de ± 30 m, ce qui assure la même précision à la détermination de l'altitude tangente z_t . Dans le cas de l'occultation solaire cependant, l'altitude ne peut pas être connue avec tant de précision puisque l'astre visé, le disque solaire, est alors une source étendue. Une définition précise de l'altitude est très importante, puisque les gaz et particules observés sont souvent caractérisés par de très forts gradients verticaux. La résolution verticale est déterminée par le temps d'intégration et la vitesse verticale de déplacement du point tangent, qui sont, dans le cas de GOMOS, 0.5 s et 3.4 km.s⁻¹ respectivement. Il en résulte une résolution typique d'échantillonnage de 1.7 km. Ceci est une valeur maximale, obtenue dans les cas où la géométrie d'occultation est la moins favorable (la résolution est meilleure pour les étoiles occultées en dehors du plan orbital). De plus, elle s'améliore à basse altitude du fait de la réfraction. D'autre part, ces chiffres sont caractéristiques des spectromètres de GOMOS. L'instrument est également équipé de photomètres, dont les caractéristiques sont différentes. Ils joueront un rôle très important dans ce travail de thèse, et seront décrits en détail dans la suite de ce chapitre (partie 2.3.2).

De plus, les mesures par occultation solaire sont effectuées à une heure locale correspondant à l'aube ou au crépuscule, lorsque l'atmosphère subit des changements photo-chimiques rapides. Dans le cas de l'occultation stellaire au contraire, les mesures sont en général faites de jour ou de nuit, quand le régime photo-chimique est plus stable.

Dans le cas d'une orbite héliosynchrone comme celle d'ENVISAT, seule une gamme limitée de latitudes est accessible dans le cas des occultations solaires, alors que les étoiles permettent des observations à toutes les latitudes, donc une bien meilleure couverture géographique.

Enfin, le Soleil se couche et se lève une fois par orbite. Seulement deux occultations sont donc possibles, alors que les diverses étoiles qui peuvent être visées offrent bien plus de possibilités. GOMOS peut par exemple effectuer une trentaine de mesures par orbite. Cette technique permet donc de fournir des données en plus grande quantité.

La méthode de l'occultation stellaire ne présente cependant pas que des avantages. Le caractère ponctuel des sources lumineuses, ainsi que la faible intensité qui leur est associée donnent lieu à différents phénomènes qui peuvent perturber le rayonnement, et qu'il est donc nécessaire de considérer.

On observe par exemple la réfraction de la lumière lors de sa traversée du limbe atmosphérique. Ce phénomène est d'autant plus important que l'altitude tangente est basse, en raison de la décroissance exponentielle de la densité de l'air. Le rayon incident qui se propageait initialement en ligne droite est alors courbé, et un faisceau parallèle en provenance de l'étoile devient un faisceau divergent. Ceci est à l'origine d'une dilution de l'intensité lumineuse reçue par le satellite. De plus, une dispersion chromatique de la lumière est également observée, car l'indice de réfraction diffère selon la longueur d'onde.

D'autre part, cette distribution verticale de la densité de l'air présente des irrégularités. Ces variations à plus petite échelle sont provoquées par la propagation des ondes de gravité internes et par d'autres phénomènes turbulents. Ceci mène à une fluctuation du flux stellaire, appelée scintillation.

Ces problèmes sont pris en compte et corrigés dans les algorithmes de traitement des produits GOMOS (cf partie 2.5). Il est conseillé de se référer à Bertaux et al. (2010) et Dalaudier et al. (2001) pour de plus amples informations à ce sujet.

2.3.2 Description optique de l'instrument

Après une explication détaillée de la technique de mesure de GOMOS, ce sont maintenant sa composition et son fonctionnement optique qui vont être décrits.

Cet instrument a été conçu, développé et calibré par la société Astrium, avec l'aide de nombreuses entreprises européennes, sous la responsabilité de l'agence spatiale européenne. Il est caractérisé par un poids de 166 kg, une consommation d'énergie de 146 W et un débit de transfert de données constant de 222 kb.s^{-1} (Bertaux et al., 2010).

La figure 2.8 représente le schéma optique détaillé de GOMOS. Comme on peut le voir sur cette figure, la lumière qui arrive sur l'instrument rencontre d'abord un miroir plan, dirigé vers l'étoile cible par un système de pointage. Elle est ensuite dirigée vers un télescope de Cassegrain¹⁶ dont les dimensions sont $30 \text{ cm} \times 20 \text{ cm}$ et la distance focale 1,05 m. Ce télescope alimente à la fois deux spectromètres (un spectromètre moyenne résolution UV-vis et un spectromètre haute résolution IR), deux photomètres, et le système d'acquisition et de suivi des étoiles. Chacune des parties de ce mécanisme va maintenant être décrite. Les différents paramètres spectraux de l'instrument sont réunis dans le tableau 2.1.

¹⁶Un télescope de Cassegrain est un dispositif optique composé de deux miroirs, un miroir primaire concave et parabolique, dit objectif, et un miroir secondaire convexe et hyperbolique.

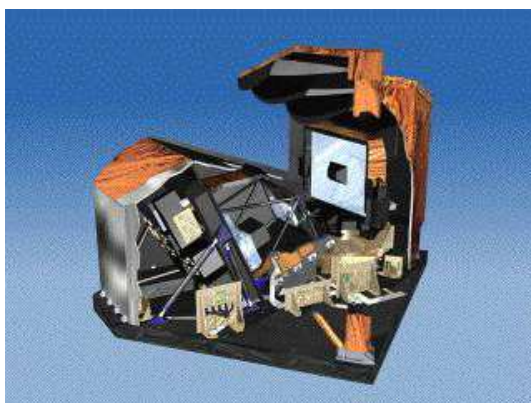


Fig. 2.6 – Dessin en trois dimensions de la structure interne de l'instrument GOMOS / ENVISAT. (ESA)

Le système de pointage

Comme expliqué dans la partie précédente (2.3.1), GOMOS vise une étoile alors que la plate-forme se déplace le long de son orbite. La direction de l'étoile dans le référentiel du satellite change donc au cours de la mesure. Un système de pointage est alors nécessaire afin de suivre continûment cette cible.

Comme on peut le voir sur la figure 2.8, ce système est composé d'un miroir plan, mis en mouvement par un système de pilotage, nommé SFM (*Steering Front Mechanism*). Ce mécanisme a pour but d'orienter la ligne de visée vers les différentes étoiles présélectionnées. La position de chacune de ces étoiles est définie par deux angles : l'azimut (angle entre la direction de la projection de l'étoile dans le plan horizontal au niveau du satellite et la direction opposée à celle de sa vitesse de déplacement) et l'élévation (angle entre la direction de l'étoile et ce plan horizontal). Ce système permet l'observation d'étoiles sur un large domaine angulaire¹⁷ (100° en azimut, de -10° à +90°, et 8° en élévation). Cet intervalle angulaire a été choisi pour protéger l'instrument, qui ne doit pas être exposé de manière trop directe aux rayons solaires. Comme nous l'avons vu dans la partie 2.1.1, l'orbite d'ENVISAT n'est pas parfaitement polaire, mais est caractérisée par une inclinaison de 98,6°. Le satellite survole donc les pôles avec un léger décalage, vers l'est au nord et vers l'ouest au sud. Cette propriété orbitale d'ENVISAT, combinée avec la géométrie d'observation de GOMOS, est à l'origine d'une dissymétrie Nord / Sud non négligeable de la répartition de mesures. Le pôle Sud est en effet moins bien observé que le pôle Nord, comme cela est mis en évidence par la figure 2.7.

Après s'être réfléchi sur le miroir plan, la lumière est orientée vers le télescope de Cassegrain, comme on peut le voir sur la figure 2.8. Elle arrive ensuite à un système d'acquisition et de suivi de l'étoile, nommé SATU (*Star Acquisition and Tracking Unit*, "star

¹⁷Les valeurs indiquées ici correspondent aux paramètres du mode de fonctionnement nominal. L'intervalle angulaire a cependant été réduit à partir de 2005 en raison d'une anomalie du système de pointage, comme cela sera expliqué à la page 70.

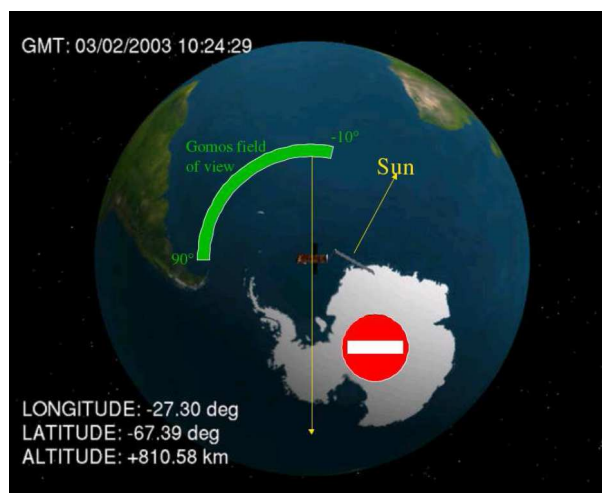


Fig. 2.7 – Géométrie d’observation et mise en évidence du champ de vue de GOMOS lors du survol du pôle Sud par ENVISAT. (Francis Dalaudier (LATMOS), communication personnelle)

tracker" sur la figure 2.8). Il s’agit d’un dispositif constitué d’un CCD¹⁸, relié à un système de contrôle du SFM. Une fois que l’image de l’étoile a été détectée par le SATU, le SFM adopte un mouvement dont la vitesse angulaire correspond au mouvement prévu de la cible dans le référentiel du satellite.

Le rôle du SATU n’est pas seulement de détecter la cible, mais également d’appliquer de légères corrections au mouvement du SFM afin d’assurer le maintien de l’image de l’étoile au centre du capteur tout au long de l’occultation (*“tracking”*, pointage actif). La prise de mesure dure jusqu’au moment où la lumière de l’étoile devient si atténuée que le SATU ne peut plus la distinguer de la luminosité du limbe atmosphérique. Selon la magnitude de l’étoile, l’état de l’atmosphère (couverture nuageuse par exemple), et les conditions d’illumination, ceci peut correspondre à une altitude tangente comprise entre 5 et 20 km. L’étoile est alors perdue, et l’instrument continue son travail en orientant son miroir vers la prochaine étoile prévue par son plan d’observation.

Ce système de fonctionnement assure un pointage des étoiles très précis. Plus de 97% des cibles visées sont détectées et suivies avec succès au cours de leur descente à travers l’atmosphère. GOMOS peut ainsi observer plus de 400 étoiles par jour, ce qui amène à environ 150 000 occultations par an.

Les spectromètres

Comme on peut le voir sur la figure 2.8, la division du flux lumineux entrant en plusieurs faisceaux est faite par un répartiteur optique (*“OBD”* sur la figure), situé au niveau

¹⁸ *Charge-Coupled Device*, ou dispositif à transfert de charge : capteur qui a la capacité de fournir une tension électrique proportionnelle au nombre de photons lumineux qu’il a reçus et accumulés pendant un certain laps de temps.

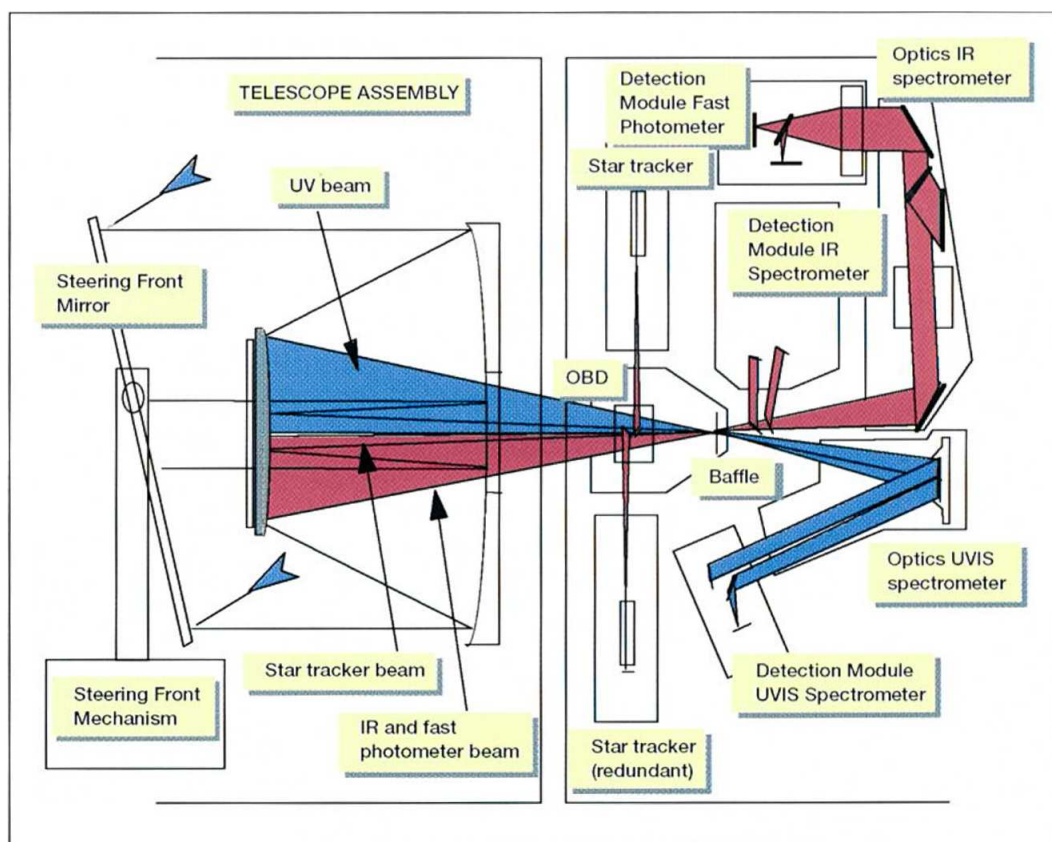


Fig. 2.8 – Schéma optique détaillé de l'instrument GOMOS (OBD = *Optical Beam Dispatcher*). (ESA)

du plan focal image du télescope. Une fente, dont les dimensions sont $120\ \mu\text{m}$ dans la direction horizontale (ou spectrale) et $200\ \mu\text{m}$ dans la direction verticale (ou spatiale), est placée dans le répartiteur. L'image de l'étoile étant beaucoup plus petite que la fente, un spectromètre à occultation stellaire est finalement équivalent à un instrument sans fente. Le rôle de cette fente est donc uniquement de limiter le rayonnement de fond de ciel dans le cas des occultations effectuées de jour, lorsque le limbe atmosphérique est brillant. Cela implique que l'image qui arrive à l'entrée des spectromètres doit être parfaitement fixe, afin de ne pas dégrader la résolution spectrale. Cette grande stabilité est permise par le système de pointage très performant décrit ci-dessus. Celui-ci assure en effet la stabilité du spectre lumineux sur les capteurs avec une précision d'environ 1 pixel. De plus, lors du processus de traitement des données, une longueur d'onde est affectée à chacun des pixels dans la direction spectrale. Cette correspondance est obtenue en tenant compte de la correction appliquée par le SATU sur la direction de visée de l'instrument. Ceci améliore significativement la stabilité spectrale, qui est au final meilleure que 0,1 pixel.

Comme cela a été expliqué dans la partie précédente (2.3.1), la résolution verticale des spectromètres varie entre 1 et 1,7 km, selon la géométrie d'observation.

Le système optique est sous contrôle thermique. La décomposition spectrale de la lumière est faite par deux réseaux de diffraction¹⁹ différents, un pour la partie UV-vis de l'instrument, notée A, et l'autre pour la partie proche IR (NIR, "*near infra-red*"), notée B. Les réseaux utilisés sont, respectivement, un réseau holographique avec contrôle des aberrations et un réseau utilisé avec un montage de type Littrow. Après que la lumière a parcouru tout ce système optique, l'image se forme sur les différents capteurs CCD.

Au total, GOMOS est constitué de 4 spectromètres, qui correspondent à quatre canaux spectraux distincts. Deux d'entre eux opèrent dans la gamme ultra-violet / visible (A1 : UV et A2 : vis) et les deux autres dans le proche infra-rouge (B1 : IR1 et B2 : IR2). Le même type de capteur est utilisé pour ces quatre canaux. Il s'agit d'un CCD de 27 mm de long, constitué de 1353×143 pixels. La taille d'un pixel est de $20 \times 27 \mu\text{m}$. Les charges électroniques sont accumulées pendant 0,5 s (ou 0,25 s dans le cas des observations de jour). La performance radiométrique de ces capteurs en termes de bruit et d'efficacité quantique²⁰ leur permet d'atteindre un rapport signal sur bruit de l'ordre de 20 dans le visible et de 6 dans l'infra-rouge pour des étoiles de magnitude 3 (par pixel) (Bertaux et al., 2010).

La figure 2.9 représente l'agencement de ces capteurs CCD lorsqu'ils fonctionnent en mode normal. Sur chaque capteur, seules trois bandes de pixels sont utilisées. Chacune de ces bandes a une largeur fixe de 7 pixels. Leur longueur diffère cependant selon le spectromètre concerné. La bande centrale collecte tout le flux lumineux provenant de la direction de l'étoile cible. Les deux autres bandes, au-dessus et en dessous, collectent quant à elles la lumière émise par le limbe atmosphérique situé respectivement dans la partie basse et dans la partie haute de la ligne de visée (car l'image est inversée). Trois valeurs sont donc données par colonne, et en résultent trois spectres. Chacun de ces spectres résulte donc d'une intégration sur 7 lignes de pixels (ce qui équivaut à $0,01^\circ$ dans la direction verticale). L'instrument totalise 2336 éléments spectraux, qui peuvent être attribués aux différents spectromètres d'après la configuration suivante :

spectro A1 : pixel 1 à 450 (248,14 à 389,18 nm)

spectro A2 : pixel 451 à 1416 (389,52 à 690,49 nm)

spectro B1 : pixel 1417 à 1836 (755,12 à 774,59 nm)

spectro B2 : pixel 1837 à 2336 (925,97 à 954,52 nm)

¹⁹Un réseau de diffraction est un dispositif optique composé d'une série de fentes parallèles. Il a la propriété, grâce à l'effet de diffraction, de renvoyer la lumière dans des directions dépendantes de la longueur d'onde.

²⁰L'efficacité quantique d'un CCD est le rapport entre le nombre de charges électroniques collectées et le nombre de photons incidents. Ce paramètre permet de caractériser le capteur en termes de sensibilité électrique à la lumière.

L'échantillonnage spectral (largeur spectrale d'un pixel) est donc de 0,31 nm pour les spectromètres A1 et A2, 0,048 nm pour le spectromètre B1, et 0,058 nm pour le spectromètre B2. La résolution spectrale est de 0,8 nm et 0,13 nm, respectivement pour les spectromètres A et B.

La fonction initiale des deux bandes externes est d'estimer de manière précise le signal d'arrière-plan (luminosité du fond de ciel et courant d'obscurité). Ceci a pour but d'isoler le signal de l'étoile à partir du signal mesuré par la bande centrale. Mais, comme nous allons le voir dans le chapitre 5 (partie 5.1), ces bandes peuvent également être utilisées à part entière. En effet, les propriétés spectrales des nuages mésosphériques polaires, étudiés dans le cadre de ce travail de thèse, vont être déduites uniquement à partir des données fournies par l'une de ces deux bandes externes. La bande centrale, et donc le spectre de l'étoile cible, ne sera pas utile ici.

Il est très important de comprendre que ce travail est basé sur les données de GOMOS, mais n'utilise pourtant pas la technique de l'occultation stellaire en soi. Ce point sera expliqué plus en détail dans les chapitres suivants. Il faut tout de même connaître le principe de fonctionnement de cette méthode, afin de bien comprendre les caractéristiques et les particularités de l'instrument utilisé. C'est pourquoi il a été décrit ici (partie 2.3.1).

Les photomètres

GOMOS n'est pas seulement constitué de spectromètres, mais aussi de deux photomètres rapides. Ceux-ci opèrent à une fréquence d'échantillonnage de 1 kHz. Ils collectent la lumière dans deux gammes spectrales appartenant au domaine visible, d'une largeur d'environ 50 nm, comme suit :

FP1 (*Fast Photometer 1*) : 473 - 527 nm (bleu)

FP2 (*Fast Photometer 2*) : 646 - 698 nm (rouge)

Comme on peut le voir sur la figure 2.8, les photomètres sont situés dans la même zone du banc optique que les spectromètres infra-rouge B1 et B2. Le faisceau de lumière incident est divisé en deux faisceaux distincts par un miroir dichroïque ²¹. Chacun de ces faisceaux est renvoyé vers l'un des deux détecteurs selon sa longueur d'onde.

Les deux capteurs utilisés ici sont des CCD constitués de 14×14 pixels (taille des pixels : $23 \times 23 \mu\text{m}$). Lorsqu'ils fonctionnent selon leur mode nominal, ces capteurs intègrent le flux collecté sur une zone de taille programmable (généralement 14 lignes \times 5 colonnes, ce qui correspond à un champ de vue de $0,239 \times 0,671$ mrad, avec une distance

²¹Un miroir dichroïque est un miroir particulier, qui réfléchit seulement une gamme de longueur d'onde spécifique, et est traversé par le reste du spectre. Il permet ainsi de réaliser la séparation spectrale d'un faisceau lumineux.

	Channel	Measurement Frequency (Hz)	Spectral Range (nm)	Spectral Sampling (nm)	Spectral Resolution (nm)
Spectrometer A1	UV	2	248 - 389	0,31	0,8
Spectrometer A2	VIS	2	390 - 690	0,31	0,8
Spectrometer B1	IR1	2	755 - 775	0,048	0,13
Spectrometer B2	IR2	2	926 - 955	0,058	0,13
Photometer 1	FP1 (blue)	1000	470 - 520	broad band	×
Photometer 2	FP2 (red)	1000	650 - 700	broad band	×

Tab. 2.1 – Tableau récapitulatif des différents paramètres spectraux de GOMOS. L'échantillonnage spectral correspond à la largeur spectrale d'un pixel. (d'après Bertaux et al. (2010))

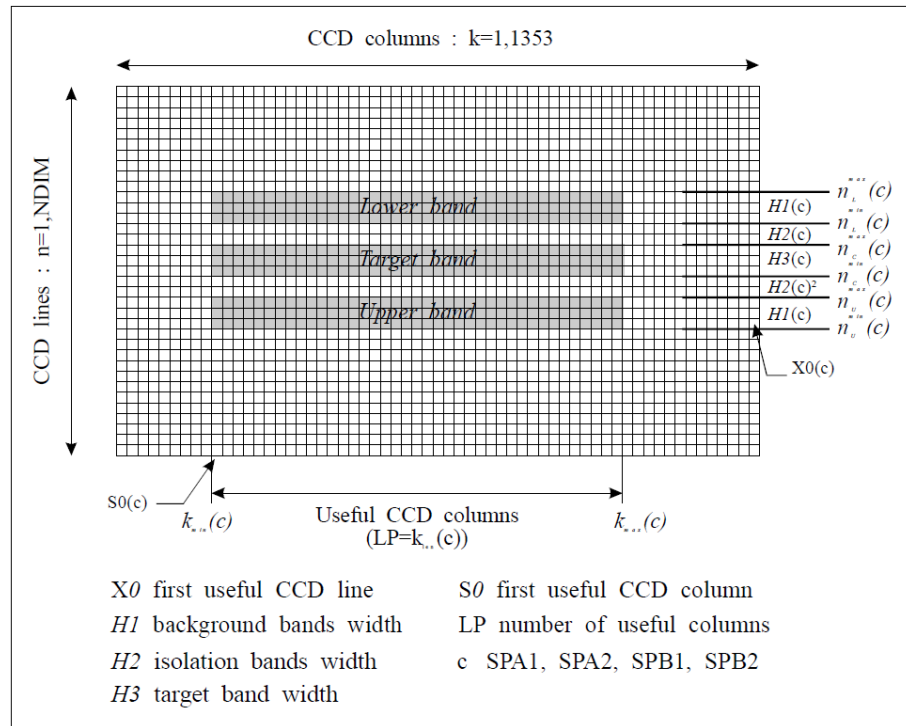


Fig. 2.9 – Schématisation de l'agencement des capteurs CCD des 4 spectromètres constituant GOMOS, avec mise en évidence des différentes bandes. La direction horizontale correspond à la dimension spectrale, alors que la direction verticale correspond à la dimension spatiale. (Barrot, 2005)

focale de 0,48 m). La performance radiométrique de ces capteurs en termes de bruit et d'efficacité quantique leur permet d'atteindre un rapport signal sur bruit de l'ordre de 6 pour des étoiles de magnitude 3, en un temps d'intégration de 1 ms (Bertaux et al., 2010).

Les photomètres ont un champ de vue de 60 secondes d'arc dans la direction verticale et de 50 secondes d'arc dans la direction horizontale. Leur résolution verticale, lors d'une observation du limbe, peut être déduite de leur champ de vue vertical²². On trouve alors une valeur d'environ 930 m. Étant donné leur haute fréquence de mesure (1 kHz), ils fournissent des données très bien échantillonnées verticalement, avec une valeur tous les 3 mètres environ.

Initialement, ces photomètres ont été intégrés à l'instrument dans le but de corriger les données des effets de réfraction (dilution, dispersion chromatique, scintillation). Comme cela a été expliqué précédemment, dans la partie 2.3.1, il est nécessaire de prendre en compte ces différents phénomènes lorsque l'on utilise la technique de l'occultation stellaire. Les photomètres permettent en effet, grâce à leur fréquence de mesure très élevée, de mesurer les fluctuations atmosphériques de petites échelles (Dalaudier et al., 2001). Mais ils se sont révélés également très utiles pour de tout autres objectifs.

Ce travail de thèse en est un bon exemple, puisque ces deux photomètres y jouent un rôle primordial. En effet, comme nous allons le voir dans le chapitre suivant, ce sont eux qui permettent la détection des nuages mésosphériques polaires, ainsi que la détermination de toutes leurs caractéristiques de base.

2.4 Couverture géographique et temporelle

Comme nous allons le voir maintenant, un instrument tel que GOMOS, embarqué sur un satellite quasi polaire, et qui utilise la technique de l'occultation stellaire, permet de fournir un grand nombre de données, très bien réparties dans le temps et dans l'espace.

La figure 2.10 est un exemple de la géographie des mesures effectuées par GOMOS lors d'une orbite. La trajectoire du satellite a été représentée en noir. Lors de l'orbite considérée ici, 35 étoiles différentes ont pu être observées. Le déplacement du point tangent pendant chacune de ces occultations est représenté par une ligne rouge, plus ou moins longue selon les cas. Dans la suite de ce manuscrit, une mesure sera repérée, la plupart du temps, par un point sur une carte, correspondant à ses coordonnées moyennes. Il est cependant important de garder à l'esprit qu'elle présente en réalité une certaine étendue géographique. Cette figure permet de voir que les étoiles peuvent être visées dans des directions très variées. Nous rappelons qu'ENVISAT parcourt des orbites telles que celle-ci plus de 14 fois par jour.

La latitude d'occultation d'une étoile donnée varie au cours de l'année, comme on peut le voir sur la figure 2.11. Ce graphique représente l'évolution temporelle de cette latitude

²²Résolution verticale des photomètres = $2D_{sat-tgp} \cdot \tan(FOV_z/2) \approx D_{sat-tgp} \cdot FOV_z$, où $D_{sat-tgp}$ est la distance qui sépare le satellite du point tangent (de l'ordre de 3200 km).

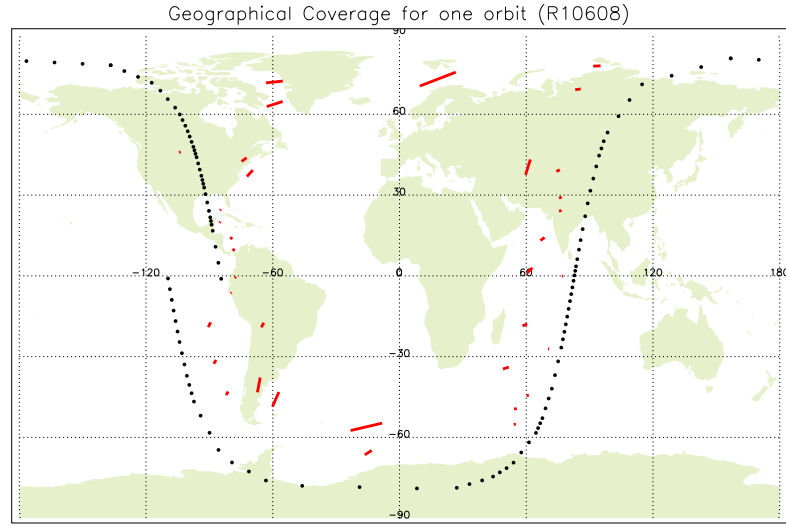


Fig. 2.10 – Couverture géographique des mesures effectuées par GOMOS lors d'une orbite (exemple de l'orbite n° 10 608, le 11 mars 2004). Les points noirs représentent la trajectoire du satellite, et les lignes rouges correspondent au déplacement du point tangent pendant chacune des occultations.

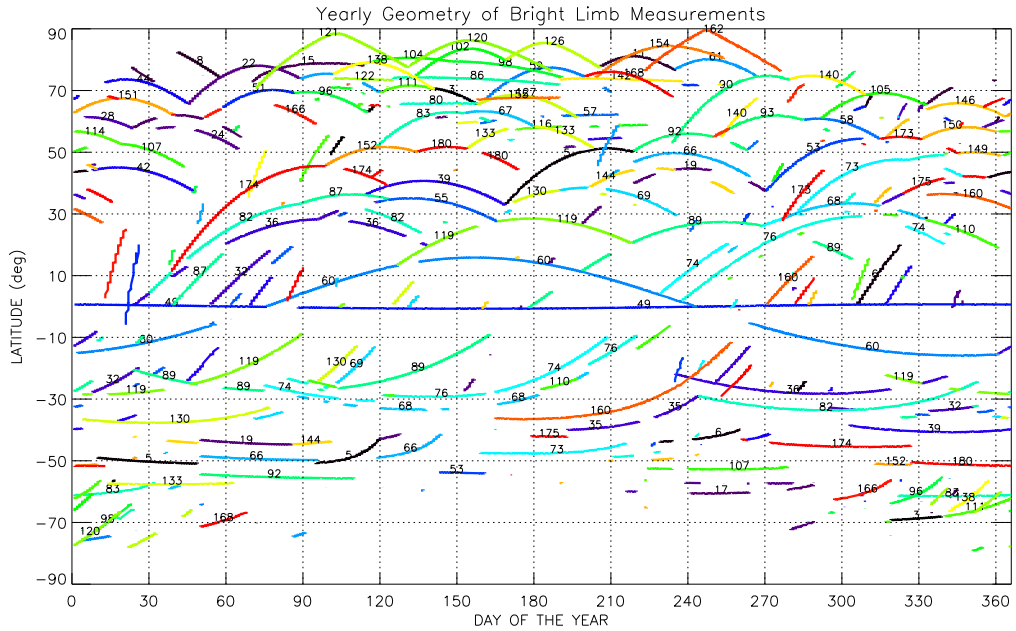


Fig. 2.11 – Géométrie des observations effectuées de jour, lors d'une année de mesures (2004). Chaque ligne de couleur représente l'évolution temporelle de la latitude du point tangent pour les différentes étoiles visées. Le nombre associé correspond au numéro d'identification de l'étoile dans la classification GOMOS.

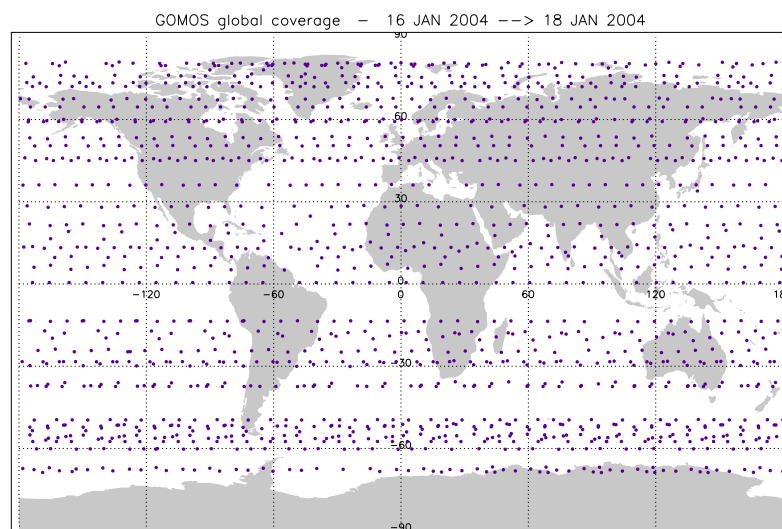


Fig. 2.12 – Couverture géographique pendant une période de trois jours. Chaque symbole représente la position moyenne du point tangent, pour chacune des occultations effectuées.

pour les différentes étoiles qui peuvent être observées du côté jour par GOMOS. L'année 2004 a été prise comme exemple, mais ce schéma est identique tous les ans (aux modifications de paramètres d'observation près, comme cela sera mentionné par la suite). On remarque que la géométrie d'observation diffère énormément selon les étoiles. En effet, pour certaines étoiles, la latitude varie très lentement, et la période d'observation est très courte, alors que pour d'autres, la gamme de latitudes balayées est beaucoup plus large, et la période de visibilité beaucoup plus longue.

Pourtant, d'une orbite à l'autre, la latitude d'occultation d'une même étoile change très peu. Par conséquent, une étoile peut être observée à chaque orbite pendant plusieurs semaines. ENVISAT parcourt $14 + 11/35$ orbites par jour (voir partie 2.1.1). Donc, après 3 jours, le point tangent retrouve presque la même position, avec 43 points uniformément répartis en longitude, sur un cercle de latitude quasi constante. Il retrouve cependant sa position exacte seulement au bout de 35 jours. Une couverture géographique globale est donc assurée sur une période de trois jours, comme on peut le voir sur la figure 2.12. On observe bien sur cette carte que la répartition des observations en fonction de la longitude est uniforme. Elle est cependant irrégulière en fonction de la latitude. Ceci s'explique par le fait que les latitudes des points d'occultation sont déterminées par la disponibilité d'étoiles brillantes, qui est elle-même irrégulière.

La figure 2.13 représente elle aussi, comme la figure 2.11, la répartition des mesures en fonction de la latitude et du temps. Mais cette fois-ci, toutes les mesures disponibles ont été reportées : mesures effectuées de jour comme de nuit, tout au long de la période de fonctionnement de GOMOS, pendant presque 9 ans, depuis son lancement en 2002, jusqu'à aujourd'hui, mi-2011. Ceci représente un total de presque 900 000 produits. Chaque

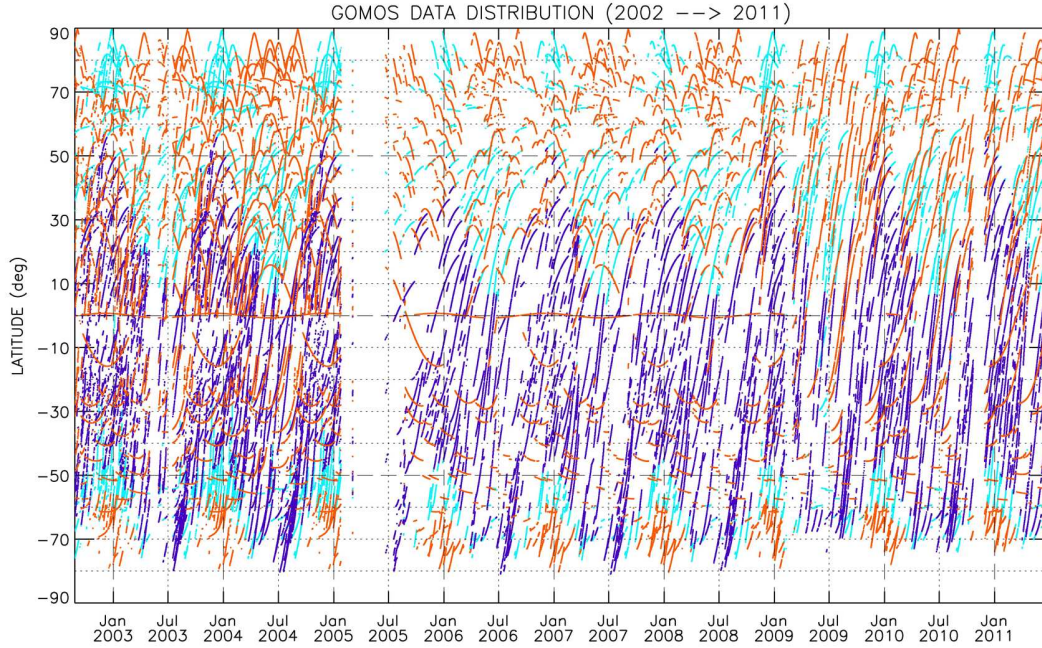


Fig. 2.13 – Distribution en fonction de la latitude et du temps de toutes les mesures effectuées par GOMOS depuis son lancement (2002). La couleur des symboles diffère selon les conditions d’illumination (indigo : nuit complète, bleu clair : intermédiaire, orange : jour).

arc correspond à plusieurs occultations successives d’une même étoile, couvrant toutes les longitudes, mais variant lentement en latitude. En fait, la Terre tourne rapidement par rapport au plan orbital et au système stellaire, mais le plan orbital tourne seulement d’un degré par jour dans le référentiel des étoiles (Bertaux et al., 2010). On retrouve bien le schéma observé sur la figure 2.11, qui se répète à l’identique d’une année à l’autre. On peut également remarquer sur ce graphique la dissymétrie Nord / Sud, déjà mentionnée précédemment (partie 2.3.2, *Le système de pointage*). En effet, les mesures se rapprochent bien plus du pôle Nord que du pôle Sud.

Enfin, la figure 2.14 représente la distribution temporelle du nombre quotidien d’occultations, pendant toute la période de fonctionnement de l’instrument. Comme on peut le voir, GOMOS observait plus de 400 étoiles par jour au début de la mission. On remarque cependant plusieurs périodes d’interruption, dues à un dysfonctionnement du mécanisme de pointage (SFM, décrit dans la partie 2.3.2). L’instrument ne parvenait plus à suivre correctement l’étoile visée, dans les cas où l’écart en azimut entre deux cibles consécutives était relativement important. Un premier arrêt de l’appareil a lieu en 2003, puis un second, plus important, de janvier à août 2005. Suite à ces problèmes techniques, l’instrument a

redémarré, mais ses paramètres d'observation ont été modifiés. Il opère désormais dans une gamme d'azimut limitée, large de 30° (contre 100° pour le mode de fonctionnement nominal). Ceci explique la nette diminution du nombre de mesures, qui est passé de 400 à environ 250-300 par jour. Les limites de ce nouvel intervalle azimutal ont été optimisées (par Alain Hauchecorne) afin de maintenir une bonne couverture globale. La figure 2.13 permet de vérifier que, même si l'ensemble des points d'occultations est moins dense après l'interruption de 2005, il est tout de même toujours bien uniforme.

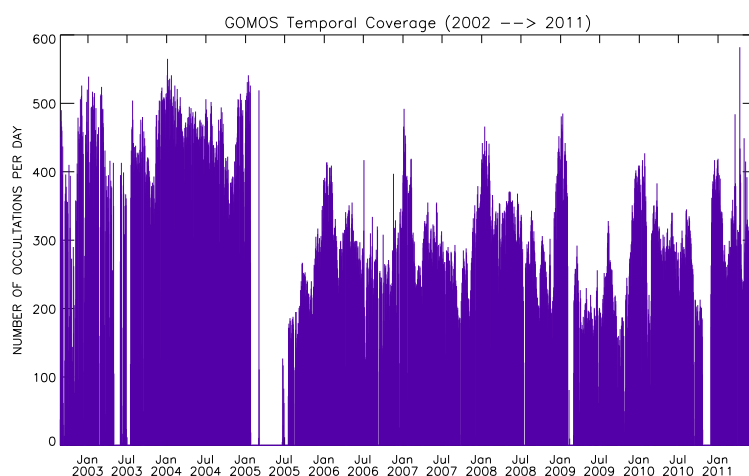


Fig. 2.14 – Distribution temporelle du nombre quotidien d'occultations, tout au long de la mission, depuis le lancement d'ENVISAT en 2002 jusqu'à aujourd'hui (mi-2011).

2.5 Traitement des données

Les produits GOMOS, comme tous les produits ENVISAT, sont classés selon leur niveau de traitement. Les deux principales catégories de données, utilisées pour ce travail de thèse, sont les produits de niveau 1b et les produits de niveau 2. Ils ont été obtenus à partir des données brutes fournies par le satellite, appelées produits de niveau 0. Les algorithmes de traitement ont été développés par la société ACRI-st (Sophia-Antipolis), sous contrat avec l'ESA. L'équipe scientifique regroupée au sein du *GOMOS Quality Working Group* (QWG), dont les membres sont issus du LATMOS, du Finnish Meteorological Institute (Helsinki) et de l'Institut d'Aéronomie Spatiale de Belgique (Bruxelles), a défini les bases scientifiques des algorithmes développés ensuite par ACRI.

2.5.1 Produits de niveau 1b

Le traitement appliqué aux données de niveau 0 dans le but d'obtenir les données de niveau 1b consiste principalement en trois opérations de base :

- Correction des effets instrumentaux,
- Séparation de la lumière stellaire du fond lumineux, et calcul de la transmittance²³ totale,
- Géolocalisation de chaque mesure.

Ce traitement est identique pour les deux spectromètres (A et B). Un tel processus requiert une bonne connaissance des paramètres orbitaux et instrumentaux (courant d'obscurité, calibration, résolution spectrale, etc.), basée sur la calibration au sol ainsi que sur des mesures supplémentaires effectuées en vol (modes spéciaux de GOMOS).

Le principal produit de niveau 1 est le spectre de transmittance, obtenu en divisant, pour chaque occultation, chaque spectre par le spectre de référence mesuré lorsque la ligne de visée ne traversait pas encore l'atmosphère. Il est ici fourni non corrigé des effets de réfraction (dilution, dispersion chromatique, scintillation).

Les données de niveau 1 qui constituent la base de ce travail sont listées ci-dessous : Signaux des photomètres, corrigés du courant d'obscurité²⁴.

Spectres de fond de ciel : ce produit inclut les spectres du limbe atmosphérique mesurés par les deux bandes externes situées sur les capteurs des spectromètres. Ils ne contiennent donc pas le spectre de l'étoile visée, contrairement au spectre enregistré sur la bande centrale.

Produits de géolocalisation : ils correspondent à la position (longitude, latitude et altitude) du satellite, ainsi que du point tangent. Les effets de réfraction sont pris en compte. La ligne de visée n'est donc pas une pure ligne droite reliant l'instrument à l'étoile.

2.5.2 Produits de niveau 2

Un second processus de traitement est ensuite appliqué aux produits de niveau 1b afin d'obtenir les produits de niveaux 2 suivants, pour chaque altitude tangente :

- Les densités intégrées le long de la ligne de visée (en cm^{-2}) de différentes espèces (O_3 , NO_2 , NO_3 , OClO , O_2 et H_2O) et les barres d'erreur associées.
- Les densités locales (ou concentrations, en cm^{-3}) de ces mêmes espèces, avec leurs barres d'erreur.
- L'extinction des aérosols et leur dépendance spectrale.

²³En optique, la transmittance est une grandeur caractéristique d'un milieu, qui correspond au rapport de l'intensité lumineuse transmise sur l'intensité lumineuse incidente. Elle est dépendante de la longueur d'onde considérée.

²⁴Le courant d'obscurité est le courant électrique résiduel produit par un photodétecteur en l'absence d'éclairement lumineux.

- La température à haute résolution verticale (disponible d'ici peu, avec la prochaine version des algorithmes de retraitement des données, prévue pour octobre 2011).
- La densité de l'air : ce produit n'est pas une mesure de GOMOS, puisqu'il est issu d'analyses météorologiques du centre européen ECMWF²⁵, combinées à un modèle climatologique (MSISE-90, Hedin (1991)) pour les plus hautes altitudes (pression ≤ 1 hPa (≈ 55 km)). Son utilisation est néanmoins conseillée pour les études basées sur les données GOMOS, et il est donc fourni, pour chaque observation, avec les produits de niveau 2. De plus, ce sont ces profils atmosphériques de référence qui sont utilisés pour corriger les données des effets de réfraction.

De tous ces produits résulte un profil vertical, pour chaque occultation, sachant que GOMOS effectue 30 à 40 occultations par orbite.

Le processus de traitement est toujours divisé en deux phases : l'inversion spectrale, puis l'inversion verticale (cf partie 2.3.1). Contrairement au niveau 1b, les effets de réfraction atmosphérique (dilution, dispersion chromatique, scintillation) ont ici été pris en compte. Ceci est rendu possible par l'utilisation des données fournies par les photomètres à haute fréquence.

²⁵ *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*

Chapitre 3

Méthodes d'étude des PMC à partir des photomètres de GOMOS

3.1 Rappels utiles de transfert radiatif

Le Soleil est la principale source d'énergie pour l'atmosphère terrestre. Les ondes électromagnétiques qu'il émet interagissent avec les constituants atmosphériques de différentes manières. Il est essentiel de comprendre ces principaux processus d'interaction pour pouvoir étudier les nuages mésosphériques à partir de mesures optiques. C'est pourquoi cette première partie va être consacrée à un rappel théorique à ce sujet.

3.1.1 L'absorption

L'une des formes d'interaction les plus importantes entre le rayonnement et l'atmosphère est l'absorption, puisque c'est elle qui permet le transfert d'énergie du champ électromagnétique à la matière. L'absorption est mathématiquement représentée par la loi de Beer-Lambert. Cette loi décrit en réalité l'ensemble des phénomènes responsables d'une extinction, c'est-à-dire l'absorption, mais aussi la diffusion. Mais nous allons nous intéresser seulement à l'absorption dans un premier temps. Elle établit que l'intensité $dI(\lambda)$, absorbée le long d'un chemin optique¹ infinitésimal ds dans un milieu donné est proportionnelle à l'intensité du rayonnement incident $I(\lambda)$, d'après la formule suivante :

$$dI(\lambda) = -I(\lambda)\sigma_{abs}(\lambda)n(s)ds \quad (3.1)$$

où $\sigma_{abs}(\lambda)$ est la section efficace d'absorption et $n(s)$ est la concentration volumique des particules qui constituent le milieu considéré. Ces différentes grandeurs s'expriment respectivement en $\text{cm}^2/\text{particule}$ et en $\text{particules}/\text{cm}^3$, si le chemin optique ds est exprimé en cm. Le signe négatif caractérise la perte d'intensité du rayon lumineux lors de sa traversée du milieu absorbant. Si l'on intègre l'équation 3.1 sur un trajet optique arbitraire s , on trouve :

¹Le chemin optique correspond au trajet géométrique parcouru par un rayon lumineux dans un milieu donné, multiplié par l'indice de réfraction de ce milieu.

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) \cdot e^{-\int_s \sigma_{abs}(\lambda)n(s)ds} \quad (3.2)$$

où $I_0(\lambda)$ est l'intensité incidente à $s=0$. L'équation 3.2 est parfois également exprimée ainsi :

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) \cdot e^{-\int_s k_{abs}(\lambda,s)ds} = I_0(\lambda) \cdot e^{-\tau(\lambda,s)} \quad (3.3)$$

où $k_{abs}(\lambda, s)$ est le coefficient d'absorption (en cm^{-1}) et $\tau(\lambda, s)$ est l'épaisseur optique du milieu (grandeur sans dimension).

La section efficace d'absorption dépend des constituants atmosphériques, et est fortement variable en fonction de la longueur d'onde. Dans l'atmosphère, la lumière peut être absorbée par les atomes, les molécules et les particules (aérosols et hydrométéores). L'absorption par les atomes peut provoquer le passage à un état excité. L'atome concerné subit alors des transitions d'état quantique. Celles-ci requièrent des énergies de l'ordre de quelques électron-volts², ce qui correspond typiquement à la gamme de longueurs d'onde UV-visible. A titre de comparaison, l'ionisation d'un atome requiert l'intervention de photons caractéristiques des rayons X ou de l'UV extrême. Les molécules peuvent quant à elles être sujettes à l'ionisation, à la photodissociation aussi bien qu'à des transitions électroniques, vibrationnelles et rotationnelles. L'excitation d'une molécule dans différents états vibrationnels et rotationnels peut être initiée par des rayonnements dont les longueurs d'onde appartiennent aux domaines infrarouge ou infrarouge lointain / micro-ondes respectivement.

La pénétration du rayonnement dans l'atmosphère dépend fortement de la section efficace d'absorption de toutes les espèces qui la constituent, aussi bien que de leur abondance respective. L'absorption de la radiation solaire a des conséquences thermiques et photo-chimiques sur l'état de l'atmosphère. Par exemple, l'énergie absorbée par l'O₃ et l'O₂ dans la haute et moyenne atmosphère peut être convertie en chaleur, mais peut aussi provoquer la dissociation des molécules, ce qui influencera d'autres réactions chimiques. Donc, l'absorption du rayonnement solaire est, dans une certaine mesure, responsable de la structure thermique et de la composition des différentes couches de l'atmosphère, décrites dans le chapitre 1 (partie 1.1).

3.1.2 La diffusion

La présence de petites particules, d'atomes et de molécules affecte aussi le champ électromagnétique de la radiation incidente en le redistribuant spatialement, comme illustré par la figure 3.1. C'est ce que l'on appelle le processus de diffusion. Deux catégories de diffusion existent : élastique et inélastique. On parle de diffusion élastique lorsque les photons diffusés transportent la même quantité d'énergie que les photons incidents. La longueur d'onde reste donc inchangée. Seule la direction de propagation est modifiée. Les processus

²L'électron-volt (symbole eV), est une unité de mesure de l'énergie. Sa valeur est définie comme étant l'énergie cinétique d'un électron accéléré depuis le repos par une différence de potentiel de 1 volt. Un électron-volt est donc égal à environ $1,6022 \cdot 10^{-19}$ Joules.

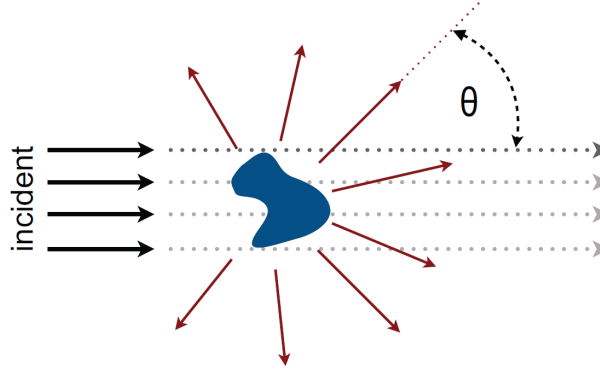


Fig. 3.1 – La diffusion est un processus d’interaction entre les ondes électromagnétiques et les constituants de l’atmosphère, à l’origine d’une redistribution angulaire du rayonnement incident. L’angle de diffusion Θ est défini comme étant l’angle entre la direction de propagation du rayon incident et celle du rayon issu de la diffusion. (Robert, 2010)

de ce type les plus communs dans l’atmosphère sont les diffusions de Rayleigh et de Mie, qui vont être décrits plus en détail dans la suite de cette partie. La diffusion inélastique implique quant à elle à la fois une modification de la direction de propagation et un gain ou une perte de l’énergie transportée.

L’efficacité des processus de diffusion peut-être exprimée par la section efficace différentielle de diffusion, généralement notée $\frac{d\sigma_{scat}}{d\Omega}$. Cette grandeur, dont l’unité est $\text{cm}^2 \cdot \text{particule}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$, décrit la quantité d’énergie diffusée dans un certain angle solide. Elle s’exprime sous la forme suivante :

$$\frac{d\sigma_{scat}}{d\Omega} = \frac{P(\Theta)}{4\pi} \cdot \sigma_{scat} \quad (3.4)$$

Comme l’illustre cette formule, elle correspond en réalité au produit de deux termes importants : la section efficace de diffusion σ_{scat} , qui s’exprime en $\text{cm}^2/\text{particule}$, et la fonction de phase de diffusion $P(\Theta)$ (sans unité). Cette dernière grandeur décrit la distribution angulaire de l’énergie diffusée. Elle donne en effet la probabilité pour qu’un photon incident soit dévié dans une direction donnée. L’angle de diffusion Θ est défini comme étant l’angle entre la direction de propagation du rayon incident et celle du rayon issu de la diffusion (cf figure 3.1). La fonction de phase est généralement normalisée selon la condition suivante³ :

$$\int_{\Omega} P(\Theta) d\Omega = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} P(\Theta) \sin(\theta) d\theta d\phi = 4\pi \quad (3.5)$$

³Plusieurs conventions sont possibles, la fonction de phase peut également être normalisée à 1.

La section efficace de diffusion σ_{scat} est analogue à la section efficace d'absorption σ_{abs} , puisqu'elle caractérise elle aussi la perte d'intensité du rayon incident dans sa direction de propagation initiale due à son interaction avec les constituants atmosphériques. Ce phénomène peut également être décrit par la loi de Beer-Lambert (cf 3.1). Ces deux grandeurs sont aussi bien l'une que l'autre dépendantes de la longueur d'onde du rayonnement considéré, ainsi que de la forme et de la taille des constituants impliqués.

Les modèles de diffusion peuvent être divisés en trois domaines distincts. L'appartenance d'un phénomène donné à l'un ou l'autre de ces domaines est définie selon la valeur d'un paramètre sans dimension, appelé "paramètre de taille" et noté x :

$$x = \frac{2\pi r}{\lambda} \quad (3.6)$$

Ce paramètre correspond au rapport de la circonférence d'un diffuseur supposé sphérique de rayon r , et de la longueur d'onde de la radiation incidente. Selon la valeur de x , ces trois domaines sont :

$x \ll 1$: diffusion Rayleigh

$x \approx 1$: diffusion de Mie

$x \gg 1$: diffusion selon les lois de l'optique géométrique⁴ (non développée ici)

La diffusion Rayleigh

Ce type de diffusion, qui porte le nom du physicien anglais Lord Rayleigh, intervient lorsque les dimensions du diffuseur sont négligeables par rapport à la longueur d'onde. C'est le cas de l'interaction entre le rayonnement solaire et les gaz atmosphériques, puisque les molécules ont une taille de l'ordre de 1 Å. Cette théorie suppose que les diffuseurs sont suffisamment éloignés les uns des autres pour que les effets de diffusion par chacun d'entre eux soient indépendants. La solution originelle, proposée par Lord Rayleigh (Lord Rayleigh (1871a), Lord Rayleigh (1871b)) supposait également que les diffuseurs soient sphériques. En 1923, Louis V. King compléta cette formulation en ajoutant un facteur de dépolarisation (ou facteur de King), qui permet la prise en compte de l'anisotropie des molécules (King, 1923). La section efficace de diffusion Rayleigh s'exprime alors sous la forme :

$$\sigma_{Ray}(\lambda) = \frac{32\pi^3}{3} \frac{(n_r(\lambda) - 1)^2}{\lambda^4 n^2} \frac{6 + 3\delta}{6 - 7\delta} \quad (3.7)$$

où n_r est l'indice de réfraction (sans dimension), qui dépend de la concentration de l'air et de la longueur d'onde considérée. La longueur d'onde λ et la concentration de l'air

⁴L'optique géométrique est une branche de l'optique qui s'appuie notamment sur la notion de rayon lumineux, contrairement à l'optique ondulatoire ou à l'optique quantique. Cette approche, adoptée dans le cas où la lumière rencontre des obstacles par rapport auxquels sa longueur d'onde est négligeable, permet une représentation simple de sa propagation par des constructions géométriques.

n doivent être exprimées respectivement en cm et en molécules.cm⁻³ pour obtenir une section efficace en cm²/molécule. Le facteur $\frac{6+3\delta}{6-7\delta}$ représente une correction de la non-sphéricité des molécules. Pour l'air, $\delta = 0,031$ (Hansen and Travis, 1974).

Il est important de noter que la section efficace σ_{Ray} est très fortement dépendante de la longueur d'onde de la radiation incidente ($\propto \lambda^{-4}$). La diffusion Rayleigh est donc beaucoup plus efficace pour les rayons de faible longueur d'onde. C'est cette dépendance qui est responsable de la couleur bleue du ciel, et de la couleur rouge orangée des couchers de Soleil.

La fonction de phase de diffusion Rayleigh pour la lumière non polarisée (la lumière solaire par exemple) est donnée par la formule suivante :

$$P_{Ray}(\Theta) = \frac{3}{4} (1 + \cos^2(\Theta)) \quad (3.8)$$

Cette fonction de phase est représentée par le schéma de gauche de la figure 3.2. Elle est caractérisée par une diffusion vers l'arrière ($\Theta = 180^\circ$) aussi importante que celle vers l'avant ($\Theta = 0^\circ$). On peut également remarquer qu'elle est plus importante dans la direction de propagation que pour un angle de diffusion de 90° .

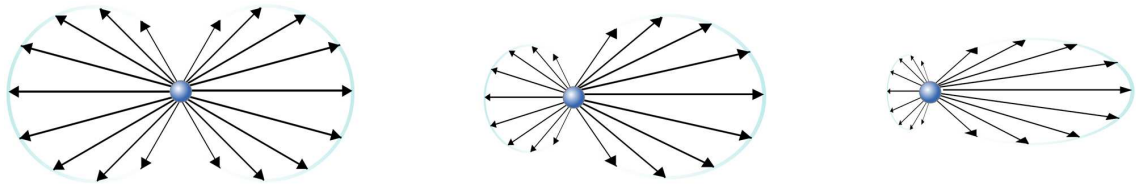


Fig. 3.2 – Représentation de la fonction de phase de diffusion en coordonnées polaires, pour différentes valeurs du paramètre de taille (taille du diffuseur relativement à la longueur d'onde de la radiation incidente). La longueur d'onde est considérée comme étant la même pour les 3 schémas. De gauche à droite : diffusion Rayleigh, diffusion de Mie pour de petites particules, et diffusion de Mie pour de plus grosses particules. L'onde incidente arrive par la gauche. (Sharayanan)

La diffusion de Mie

La théorie de Mie correspond à une solution des équations de Maxwell, qui décrit la diffusion d'une radiation électromagnétique par une sphère diélectrique. Il s'agit d'une solution générale, valable quelque soit la taille de la particule considérée. La diffusion Rayleigh est donc en fait un cas particulier de la théorie de Mie, pour les diffuseurs dont le paramètre de taille est petit. Cette théorie a été étudiée indépendamment par différents chercheurs. Elle a d'abord été développée par Ludvig Lorenz, mais il ne la publia qu'en Danois (Lorenz, 1890). Elle porte finalement le nom du physicien allemand Gustav Mie, qui la redécouvrit presque 20 ans plus tard (Mie, 1908). Elle a également reçu de nombreux apports par Peter Debye dans les années qui suivirent (Debye, 1909).

La formulation mathématique de la théorie de Mie est complexe. Les équations ne seront donc pas détaillées ici, mais elles peuvent être trouvées dans de nombreuses publications (van de Hulst (1957) par exemple). La figure 3.2 illustre la différence entre les diffusions de Rayleigh et de Mie en terme de fonction de phase. Pour les particules dont le paramètre de taille est petit ($\leq 0,1$), ces deux types de diffusion sont similaires (schéma de gauche). Lorsque le paramètre de taille augmente, la fonction de phase devient cependant asymétrique, favorisant la diffusion vers l'avant plutôt que vers l'arrière (schéma central). Plus le paramètre de taille est grand, plus cette asymétrie est marquée (schéma de droite).

Une des principales limites de la théorie de Mie est qu'elle suppose que toutes les particules responsables de la diffusion sont sphériques. Or ce n'est en réalité bien sûr pas toujours le cas. La forme des particules influence pourtant l'efficacité de diffusion de manière non négligeable. En effet, la fonction de phase de diffusion par des particules sphéroïdes⁵ par exemple, est plus asymétrique que celle associée à des particules sphériques d'un volume équivalent : la diffusion vers l'avant sera encore plus favorisée. Il est cependant possible de résoudre le problème de la diffusion pour un certain nombre de formes de particules (cylindres, sphéroïdes, etc.). La méthode T-matrix par exemple, est une technique qui permet de modéliser la diffusion de la lumière par des particules non sphériques, proposée à l'origine par Waterman (1965). Mishchenko et al. (1996) présentent une revue complète à ce sujet. La figure 3.3 représente la fonction de phase de diffusion obtenue à l'aide de cette méthode, dans le cas d'une particule sphéroïde, de rapport axial⁶ égal à 2 et de rayon équivalent⁷ 40 nm, qui interagit avec un rayon lumineux de longueur d'onde 450 nm. Nous verrons dans la suite (dans la partie 5.2 en particulier) que ces paramètres illustrent bien les processus de diffusion rencontrés dans le cadre de cette thèse (observation des PMC dans le visible).

Dans le cas de la théorie Rayleigh, la quantité de lumière diffusée est directement proportionnelle au nombre de diffuseurs, quelle que soit leur taille. L'intensité de la lumière diffusée par un ensemble de particules selon la théorie de Mie dépend, quant à elle, de la surface totale des diffuseurs. Elle dépend donc de leur nombre, mais aussi de leur distribution en taille. En effet, l'efficacité de la diffusion de Mie montre une forte dépendance au rayon des particules. Un petit changement de ce rayon peut donc avoir un impact important sur l'intensité du signal diffusé. Par conséquent, parmi une population de particules de différentes tailles, les particules les plus grosses, même si elles sont moins nombreuses, influenceront le signal de manière beaucoup plus importante que les particules plus petites. Ceci est d'autant plus vrai que l'on est proche du régime Rayleigh.

La distribution des différentes tailles de particules dans les nuages varie bien évidemment dans le temps et dans l'espace. Cependant, afin de rendre possible la modélisation des observations, il est souvent nécessaire de supposer que l'ensemble des particules est

⁵L'adjectif sphéroïde désigne un objet dont la forme est proche de la sphère, plus ou moins allongée ou aplatie. Il correspond à la figure géométrique *ellipsoïde de révolution*.

⁶Le rapport axial d'une forme géométrique donnée correspond au rapport de son grand axe sur son petit axe.

⁷Dans le cas d'une particule non sphérique, le rayon que l'on considère correspond à celui de la sphère de volume équivalent.

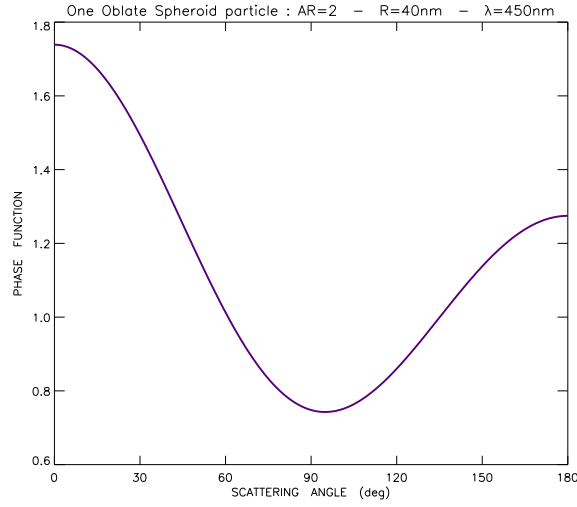


Fig. 3.3 – Fonction de phase de diffusion caractéristique de l’interaction entre une particule sphéroïde (rapport axial = 2 et rayon = 40 nm) et un rayon lumineux de longueur d’onde 450 nm, obtenue à l’aide de la méthode T-matrix. Nous allons voir dans le chapitre 5 que ces paramètres sont bien représentatifs du cas de l’observation des PMC dans le domaine visible. (Franck Montmessin)

réparti selon une distribution en taille donnée. La forme de celle-ci dépend du processus de formation des nuages et de leur interaction avec leur environnement. Il existe de nombreuses distributions théoriques possibles.

Dans la plupart des études menées sur les nuages, la répartition des rayons des hydrométéores est représentée par une fonction log-normale, dont la forme mathématique est la suivante :

$$\frac{dN}{dr} = \frac{1}{\sqrt{2\pi} r \ln(\sigma)} \cdot e^{-\frac{\ln^2(r/r_m)}{2\ln^2(\sigma)}} \quad (3.9)$$

où r est le rayon, r_m le rayon modal et σ correspond à la largeur de la distribution. Cette hypothèse est la plus adaptée à la réalité pour la grande majorité des nuages. Dans une telle distribution, les plus petites particules dominent et les grosses particules sont peu nombreuses.

En revanche, dans le cas particulier des nuages mésosphériques, plusieurs études de modélisation (Rapp and Thomas (2006), Berger and von Zahn (2002)) ont montré que la distribution normale était plus adaptée. Comme nous l’avons vu dans le chapitre 1, les PMC se forment dans des conditions extrêmes, et leur processus de formation diffère de celui des autres nuages (troposphériques). La distribution normale s’est alors révélée être une meilleure description des observations. Celle-ci s’exprime par une fonction gaussienne :

$$\frac{dN}{dr} = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \sigma} \cdot e^{-\frac{(r-r_0)^2}{2\sigma^2}} \quad (3.10)$$

où r est le rayon, r_0 le rayon moyen, et σ l'écart type. Contrairement à la distribution log-normale, ce type de fonction ne présente pas une queue très prononcée vers les valeurs de rayon les plus élevées. Ceci s'explique, dans le cas particulier des PMC, par le fait que la coagulation⁸ ait très peu d'importance dans le processus de formation, étant donné qu'ils apparaissent dans une région de l'atmosphère très ténue et très sèche. Elle ne présente pas non plus de queue marquée vers les valeurs les plus faibles. Ceci ne signifie pas que de très petites particules ne sont pas présentes dans la mésosphère, mais tout simplement qu'elles sont trop petites pour influencer le signal enregistré par les instruments, et ainsi être détectées. Ces notions de distribution de taille des particules seront utilisées dans le chapitre 5.

3.1.3 L'émission

Dans un souci d'exhaustivité, on peut aussi noter qu'il existe un troisième type d'interaction entre le rayonnement et les constituants atmosphériques. En effet, les molécules et atomes qui se trouvent dans un état excité, suite à leur exposition aux rayons solaires, peuvent également émettre à leur tour une radiation. En sciences de l'atmosphère, ce phénomène est généralement désigné par le terme anglais "airglow". Dans la plupart des cas, ces émissions sont dues à des transitions électroniques et moléculaires, bien que des transitions rotationnelles et vibrationnelles puissent aussi en être la cause. Nombreuses sont les espèces concernées (les plus importantes étant O, N, O₂, N₂, Na, NO, OH, NO₂). Cependant, ce processus ne va pas être expliqué en détail ici, car il n'intervient pas dans la cadre de cette thèse.

3.2 Données disponibles pour l'étude de la mésosphère polaire

L'ensemble des données fournies par GOMOS a été décrit de manière générale dans le chapitre précédent. Nous allons maintenant nous intéresser plus particulièrement aux données qui vont permettre l'étude de la mésosphère polaire.

La figure 3.4 représente l'ensemble des données disponibles. Les barres verticales correspondent au nombre quotidien d'occultations dont la valeur absolue de la latitude est supérieure à 50°. Seules y apparaissent les observations pour lesquelles à la fois le produit de niveau 1 et le produit de niveau 2 sont accessibles. De plus, seules les mesures effectuées de jour, ou plus précisément les mesures dont l'angle zénithal solaire est inférieur à 94° en valeur absolue, sont prises en compte. En effet, comme cela va être expliqué dans la partie 3.4, elles seules seront utiles pour l'étude des nuages mésosphériques, puisque leur détection est possible à partir de la lumière solaire qu'ils diffusent, et non pas directement par la technique de l'occultation stellaire. Le temps est exprimé en nombre de jours par rapport au solstice d'été (21 juin dans l'hémisphère Nord et 21 décembre dans l'hémisphère

⁸La coagulation est un phénomène physique qui intervient dans les processus de formation nuageuse. Il correspond aux gouttelettes ou aux cristaux qui s'agglutinent les uns aux autres pour former des particules plus grosses.

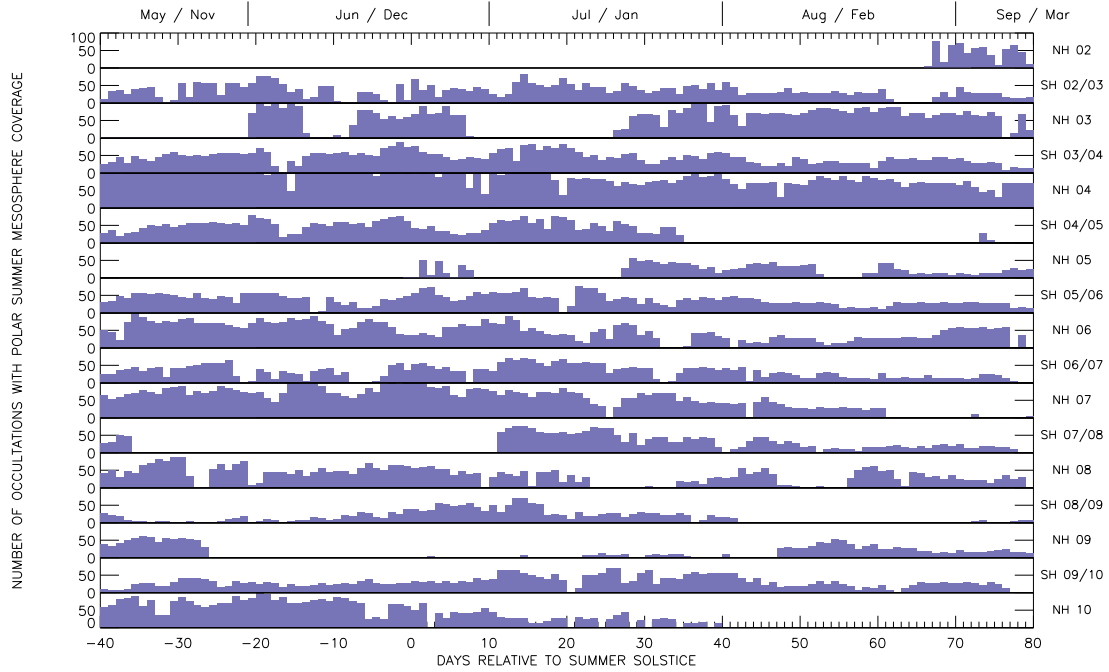


Fig. 3.4 – Ensemble des données GOMOS disponibles pour l'étude de la mésosphère polaire : plus de 68000 produits au total. Les barres verticales représentent le nombre quotidien d'occultations effectuées de jour, dans l'hémisphère d'été, à une latitude supérieure à 50° . Le temps est exprimé en nombre de jours par rapport au solstice d'été, pour chacune des 17 saisons observées par GOMOS, de l'été Nord 2002 à l'été Nord 2010.

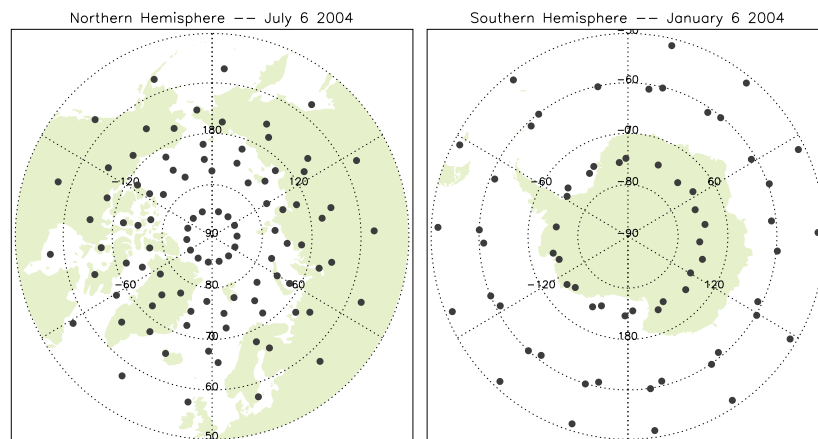


Fig. 3.5 – Couverture géographique quotidienne typique des régions polaires par GOMOS.

Sud). L'échelle horizontale est centrée sur 20 jours après le solstice, car cette date correspond, comme nous allons le voir par la suite, au milieu de la saison d'apparition des PMC. Les observations de GOMOS s'étendent sur presque 8 ans, d'août 2002 à juillet 2010. Le nombre quotidien d'occultations peut atteindre 130 dans les périodes les plus favorables. Cependant, l'échelle verticale du graphique s'arrête à 100 observations par jour, ce qui est plus représentatif de l'ensemble de la base de données. On peut remarquer plusieurs périodes d'interruption. Certaines sont dues à des problèmes techniques de l'instrument, déjà mentionnés dans le chapitre précédent (partie 2.4). D'autres sont cependant dues à des difficultés d'accès aux produits de niveau 1. Ceci explique que certaines saisons (été Nord 2009 par exemple) soient très incomplètes. La base de données reste cependant très riche dans son ensemble, avec plus de 68 000 produits disponibles, réparties sur 17 saisons qui s'étendent de l'été Nord 2002 à l'été Nord 2010. L'été Nord 2004 est clairement la saison la mieux couverte par l'instrument avec un total de plus de 10 000 observations.

La couverture géographique typique des régions polaires pendant une période de 24 heures est représentée sur les cartes 3.5. Chaque symbole correspond à la position moyenne du point tangent pendant une occultation. Le pôle Nord est mieux observé que le pôle Sud en raison des propriétés orbitales d'ENVISAT et de la géométrie d'observation de GOMOS, comme cela a déjà été expliqué dans le chapitre précédent (partie 2.3.2, *Le système de pointage*). La latitude maximale atteinte varie en fonction de la période de l'année et d'un jour à l'autre, selon la disponibilité des étoiles cibles. Elle est généralement de l'ordre de 85° au Nord et de -80° au Sud. Il est important de garder à l'esprit ces différences lors de l'interprétation des résultats dans le cadre d'une comparaison interhémisphérique, comme nous allons le voir dans le chapitre 4 (partie 4.2.2).

3.3 Géométrie d'observation et signal des photomètres

Le principe de mesure général de GOMOS a déjà été expliqué dans le chapitre 2 (partie 2.3.1). Nous allons maintenant nous attacher à décrire plus particulièrement la géométrie des mesures par les photomètres constituant cet instrument. Comme l'illustre la figure 3.6, lors de chaque occultation, GOMOS vise une étoile, et la fixe alors que le satellite se déplace sur son orbite. La ligne de visée traverse alors une épaisseur du limbe atmosphérique de plus en plus importante, à mesure que l'altitude du point tangent décroît. Des mesures sont faites jusqu'à ce que le capteur perde la trace de l'étoile cible dans les basses couches de l'atmosphère, comme cela a déjà été expliqué dans le chapitre précédent. Un exemple de l'allure d'un profil vertical typique, fourni par les photomètres, est représenté en haut à droite de la figure.

Un tel profil est également représenté sur la figure 3.7A. L'altitude tangente est tracée en fonction de l'intensité électrique renvoyée par les capteurs CCD, exprimée ici en unité non calibrée (nombre d'électrons émis). Ce signal est proportionnel au nombre de photons reçus (se référer à la partie 3.6 pour plus de détails au sujet de la calibration). Il peut donc être assimilé à l'intensité lumineuse enregistrée par les deux photomètres tout au long de l'occultation. Le graphique se limite à la zone qui nous intéresse dans le cadre de ce travail, c'est-à-dire la zone comprise entre 50 et 100 km.

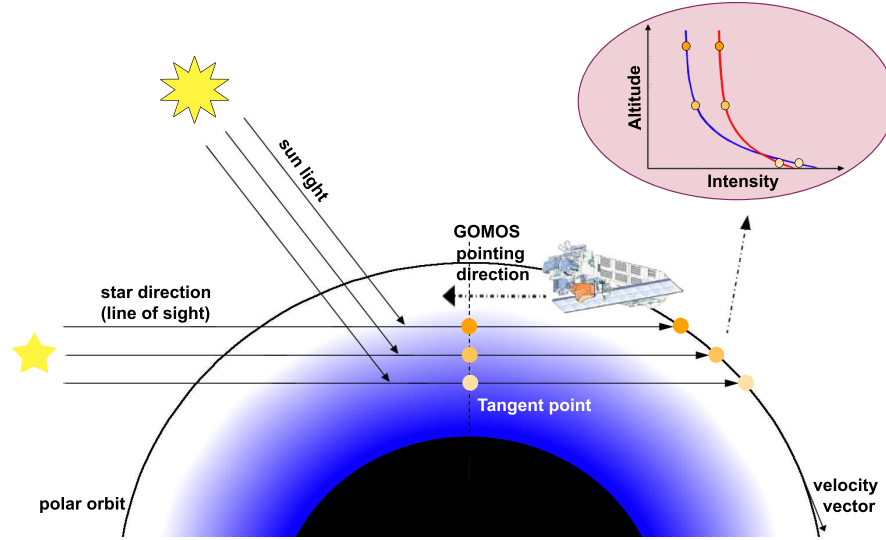


Fig. 3.6 – Principe et géométrie de l'observation du limbe, de jour, par les photomètres de GOMOS. En haut à droite : allure d'un profil vertical de l'intensité lumineuse enregistré par les photomètres.

Le flux observé ne correspond pas seulement à la lumière de l'étoile visée, mais à la superposition du rayonnement émis par différentes sources. Dans le cas d'une observation effectuée de jour, il peut en effet être décomposé sous la forme suivante, où apparaissent trois composantes distinctes :

$$F(z_t) = F_{star}(z_t) + F_{Ray}(z_t) + F_{StrayLight}(z_t) \quad (3.11)$$

Toutes ces composantes correspondent à des densités de flux lumineux, exprimées en $\text{photons.s}^{-1}.\text{cm}^{-2}$, à une altitude tangente z_t donnée.

L'étoile cible est une source ponctuelle. La quantité de lumière $F_{star}(z_t)$ en sa provenance, qui atteint le capteur, peut donc s'exprimer tout simplement à l'aide de la loi de Beer-Lambert (cf équation 3.3) :

$$F_{star}(z_t) = F_{star}(0) \cdot e^{-\tau_{atm}(z_t)} \quad (3.12)$$

où $F_{star}(0)$ est le flux initial émis par l'étoile, et τ_{atm} est l'épaisseur optique de l'atmosphère à une longueur d'onde donnée.

Lors des observations de jour, le capteur détecte également la lumière solaire diffusée par le limbe. Cette composante augmente exponentiellement à mesure que l'on se rapproche de la surface terrestre, puisque le flux de lumière diffusée par les molécules, donnée par la théorie Rayleigh, est proportionnelle à la densité atmosphérique intégrée le long la ligne de visée, comme le met en évidence la formule suivante :

$$F_{Ray}(z_t) = N_{air}(z_t) \cdot \frac{d\sigma_{Ray}}{d\Omega}(z_t, \Theta) \cdot F_s \Delta\Omega \quad (3.13)$$

où F_s est le flux solaire incident. Il est ici nécessaire de faire intervenir l'angle solide associé au champ de vue de l'instrument $\Delta\Omega$, car, contrairement à l'étoile cible, l'atmosphère éclairée par le Soleil est une source étendue. Il permet de prendre en compte seulement la partie du flux F_s vue par GOMOS. $\frac{d\sigma_{Ray}}{d\Omega}$ est la section efficace différentielle de diffusion (en $\text{cm}^2 \cdot \text{molécules}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$), qui correspond, d'après la formule 3.4, au produit de la section efficace et de la fonction de phase caractéristiques de la diffusion Rayleigh. Enfin, $N_{air}(z_t)$ est le nombre de diffuseurs rencontrés par le rayon sur sa trajectoire, exprimée en $\text{molécules} \cdot \text{cm}^{-2}$. Il peut être obtenu en intégrant la densité atmosphérique volumique locale n_{loc} tout le long de la ligne de visée, pour l'altitude tangente considérée z_t :

$$N_{air}(z_t) = 2 \int_{l=0}^{\infty} n_{loc}(l) dl \quad (3.14)$$

L'intégration est effectuée entre la position du point tangent ($l = 0$) et la position du satellite ($l \rightarrow \infty$), en supposant que la composition de l'atmosphère respecte une symétrie sphérique.

Il est important de noter que, pour que le profil vertical enregistré ait une allure identique à celui représenté sur la figure 3.7A, il faut que le limbe soit éclairé par le Soleil, sur l'ensemble de la gamme d'altitudes tangentes couvertes par GOMOS lors d'une observation ($z_t \simeq 15 \text{ km}$ à $z_t \geq 100 \text{ km}$). Pour cela, la valeur absolue de l'angle zénithal solaire au point tangent doit être inférieure ou égale à 94° (cette condition correspond au coucher du Soleil à environ 15 km d'altitude). Or, nous allons voir par la suite que la méthode de détection d'un nuage mésosphérique est basée sur la comparaison entre les profils standards de ce genre, avec les profils qui présentent la signature d'un nuage (cf figure 3.7). Il est donc capital pour le fonctionnement de cet algorithme que cette condition d'illumination du limbe soit respectée. Seules les observations qui la respectent seront donc prises en compte.

Enfin, la dernière composante, notée $F_{StrayLight}(z_t)$, correspond à la lumière parasite externe. Est considérée comme lumière parasite tout rayonnement dont l'origine n'est pas dans le champ de vue nominal de l'instrument, mais qui atteint néanmoins les capteurs. Son origine n'est pas encore comprise avec précision. La réflexion de la lumière solaire par d'importants systèmes nuageux situés dans les basses couches atmosphériques serait en partie responsable de ce problème. La question de la lumière parasite sera abordée plus en détail dans la partie suivante, ainsi que dans la partie 5.1.2 du chapitre 5, dont elle fera l'objet à part entière.

On peut remarquer sur la figure 3.7A qu'en dessous d'une altitude tangente d'environ 55 km , l'intensité lumineuse mesurée dans le bleu est toujours supérieure à celle mesurée dans le rouge. Ceci s'explique par le fait qu'à ces altitudes, la densité de l'air n'étant plus négligeable, la composante principale est $F_{Ray}(z_t)$. La lumière y est donc diffusée par les molécules selon la théorie de Rayleigh, qui favorise les plus petites longueurs d'onde (cf formule 3.7). À plus haute altitude cependant, la situation n'est pas toujours la même

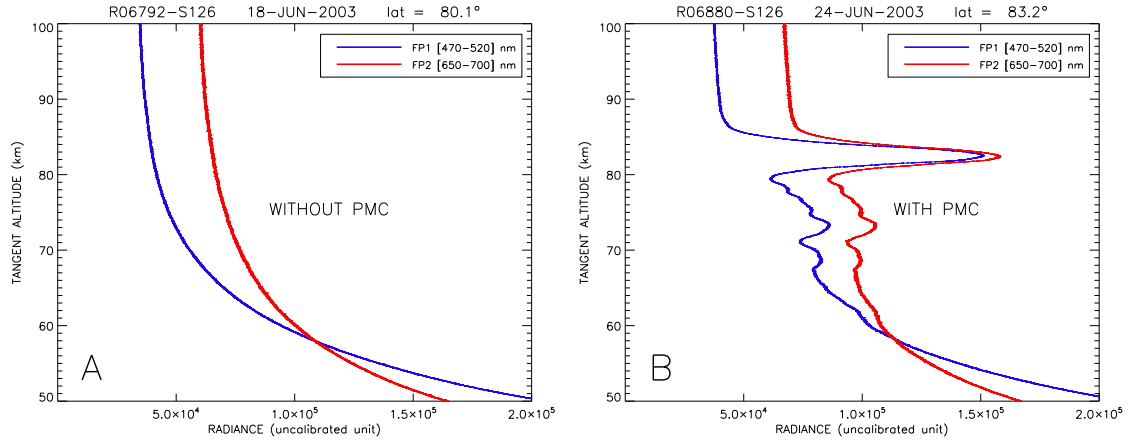


Fig. 3.7 – Exemples de profils verticaux enregistrés par les photomètres de GOMOS lors d’une observation du limbe, de jour. A : absence de nuage mésosphérique. B : présence d’un nuage mésosphérique le long de la ligne de visée.

selon l’occultation considérée. La composante dominante est cette fois-ci $F_{star}(z_t)$, dont la valeur à une longueur d’onde donnée dépend de la forme du spectre de l’étoile visée, et donc de sa température.

3.4 Algorithme de détection

3.4.1 Effet de la présence d’un nuage mésosphérique sur le signal des photomètres

La figure 3.7B représente elle aussi un profil vertical de l’intensité lumineuse enregistrée par les photomètres, mais cette fois-ci dans le cas de la présence d’un nuage mésosphérique. Lorsque le nuage se trouve le long de la ligne de visée, il provoque une déformation caractéristique du signal mesuré. Ce pic correspond à la diffusion de la lumière solaire par les particules nuageuses. On peut remarquer qu’il est plus marqué sur la courbe bleue que sur la courbe rouge. Ceci est toujours le cas, quelle que soit l’occultation considérée. Comme cela va être vu par la suite, les cristaux constituant les PMC sont très petits, avec un rayon de l’ordre de 40 nm. Étant donné que les photomètres de GOMOS opèrent dans le domaine visible, le paramètre de taille de ces particules est très petit. On se trouve dans un cas à la frontière entre la diffusion de Mie et le régime Rayleigh. La diffusion est donc bien plus efficace pour les plus petites longueurs d’onde. Ceci explique le fait que le photomètre qui opère dans le bleu (470-520 nm) est toujours plus sensible à la présence d’un PMC que celui qui opère à des longueurs d’onde plus élevées (650-700 nm).

Un terme $F_{PMC}(z_t)$, correspondant à l’effet du nuage mésosphérique polaire sur le profil vertical, s’ajoute alors à la formule 3.11 :

$$F(z_t) = F_{PMC}(z_t) + F_{star}(z_t) + F_{Ray}(z_t) + F_{StrayLight}(z_t) \quad (3.15)$$

Ce terme peut s'exprimer de la manière suivante, dans l'hypothèse d'un régime optiquement mince (toute extinction due à la présence du nuage est négligée) :

$$F_{PMC}(z_t) = N_{PMC}(z_t) \cdot \left(\int_0^{+\infty} \frac{d\sigma_{PMC}}{d\Omega}(z_t, \Theta, r) f(z_t, r) dr \right) \cdot F_s \Delta\Omega \quad (3.16)$$

où $N_{PMC}(z_t)$ est le nombre de particules nuageuses rencontrées par le rayon lumineux le long de la ligne de visée (en particules.cm²). $\frac{d\sigma_{PMC}}{d\Omega}$ est la section efficace différentielle de diffusion caractéristique de ces particules. Enfin, $f(z_t, r)$ correspond à leur distribution en taille (notée $\frac{dN}{dr}$ dans la partie 3.1.2). On néglige ici l'atténuation de F_s avant diffusion par les particules.

La figure 3.7B n'est qu'un exemple de l'effet que peut avoir la présence d'un PMC sur les données. Un tel nuage peut déformer le signal de manière plus ou moins complexe, comme on peut le voir sur la figure 3.8. La forme de sa signature va dépendre de son efficacité de diffusion, mais aussi et surtout de sa structure horizontale. En effet, une couche nuageuse uniforme et localisée au niveau du point tangent va être à l'origine d'un pic bien net (figure 3.8A). Des cristaux de glace répartis en plusieurs couches inhomogènes vont plutôt provoquer plusieurs pics sur une gamme d'altitudes tangentes plus étendue (figure 3.8B). Dans certains cas, le pic peut être très faible, à peine détectable (figure 3.20).

Les nuages noctulescents ont une épaisseur optique bien trop faible dans le visible pour qu'il soit possible de tirer des informations à partir de l'extinction du signal de l'étoile provoquée par leur présence le long de la ligne de visée. La lumière solaire qu'ils diffusent va cependant nous être très utile. Ces signatures caractéristiques qui en résultent vont nous

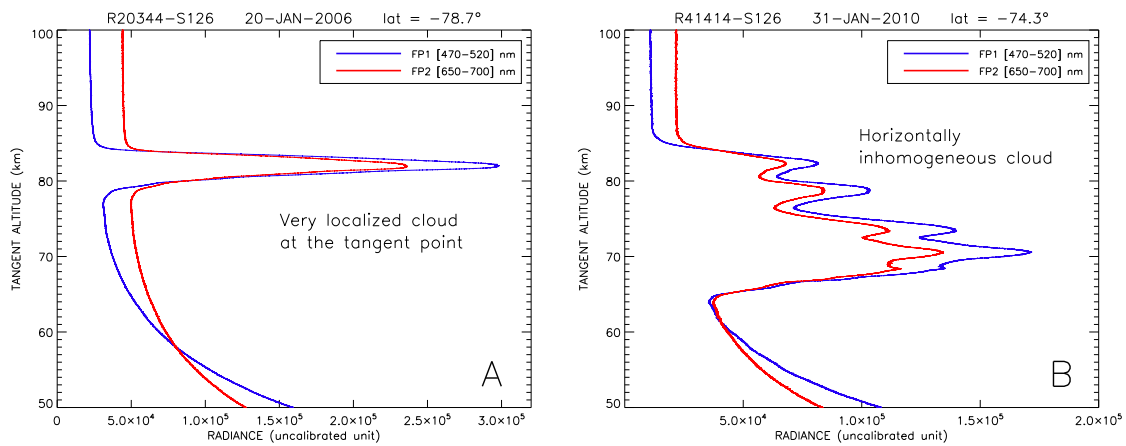


Fig. 3.8 – Exemples de différents profils verticaux présentant la signature d'un nuage mésosphérique. A : couche nuageuse homogène et localisée au niveau du point tangent. B : couche nuageuse dont la structure horizontale est inhomogène.

permettre d'étudier ces mystérieux nuages. Il est donc capital de comprendre que, malgré le fait que GOMOS soit un instrument conçu pour l'occultation stellaire, cette technique ne sera pas directement utilisée dans le cadre de ce travail.

Les données analysées respectent une géométrie d'observation au limbe. Celle-ci présente plusieurs avantages, principalement dus au fait que la ligne de visée parcourt un long chemin optique à travers le nuage à étudier. Ceci assure qu'une importante quantité de lumière sera diffusée en direction de l'instrument. D'autre part, le nuage est observé par rapport à un signal de fond (ensemble des autres contributions) relativement faible comparativement aux observations faites par les instruments qui regardent au nadir (SBUV ou CIPS par exemple). Une telle configuration permet donc une plus grande sensibilité à la lumière diffusée par le nuage, ainsi qu'un meilleur rapport signal / bruit. De plus, comme pour la plupart des instruments embarqués sur satellite, la large couverture géographique est aussi un atout comparativement aux instruments au sol (lidar). Par ailleurs, même si la technique de l'occultation stellaire n'est pas directement utilisée ici, elle confère tout de même des avantages supplémentaires, de par sa géométrie d'observation particulière. Ceci donne à l'étude des PMC avec GOMOS un caractère unique. Comme expliqué dans le chapitre précédent, elle assure une détermination de l'altitude extrêmement précise. De plus, GOMOS est le seul instrument spatial qui fournit des mesures effectuées à des heures locales variées. Cette particularité va permettre d'étudier la variabilité diurne des paramètres nuageux, encore très mal connue. Enfin, le fait que l'instrument soit équipé de photomètres haute fréquence, et pas seulement de spectromètres, est également un atout qui le distingue de la majorité des autres missions. Ceux-ci fournissent en effet des profils verticaux extrêmement bien résolus, et permettent par conséquent une détection des PMC et une détermination de leurs propriétés de base plus précises.

La géométrie d'observation au limbe n'a cependant pas que des avantages. Le principal inconvénient de cette configuration est que le signal lumineux reçu par le capteur résulte d'une intégration tout le long du chemin optique. Il existe donc une incertitude sur la distribution géographique des nuages détectés, puisqu'il est difficile de savoir s'ils sont situés au niveau du point tangent, ou plutôt sur l'avant ou sur l'arrière de la ligne de visée. Par exemple, le pic le plus important que l'on peut observer sur la figure 3.8B est situé à une altitude tangente d'environ 70 km. Il est pourtant très peu probable qu'un nuage mésosphérique puisse se former aussi bas. Les cristaux de glace responsables de ce pic ne se trouvent donc sûrement pas au niveau du point tangent, et un travail de modélisation supplémentaire serait nécessaire afin de connaître leur position géographique exacte. Un modèle permettrait également d'obtenir le profil vertical réel de chaque observation, et d'en déduire des informations précises sur la structure verticale des nuages mésosphériques. D'autre part, l'observation au limbe n'est pas adaptée à l'étude des variations locales et des structures à petite échelle. Pour plus de détails, il est conseillé de se référer à l'article écrit par Karlsson and Gumbel (2005) qui présente une discussion très intéressante à ce sujet. Ce problème sera rediscuté dans la suite de ce chapitre, en particulier dans la partie 3.5, qui traite de la détermination de l'altitude des PMC.

Il est important de garder à l'esprit ces différentes considérations au cours de cette étude, dont la première étape va être, bien évidemment, de développer une méthode de détection des nuages noctulescents. Le principe de cette méthode va pouvoir maintenant être expliqué, ainsi que les différents problèmes rencontrés et les solutions qui y ont été apportées.

3.4.2 Principe et mise au point de la méthode de détection

L'objectif est de mettre au point un algorithme permettant de repérer toute signature due à nuage mésosphérique qui perturberait les signaux des photomètres.

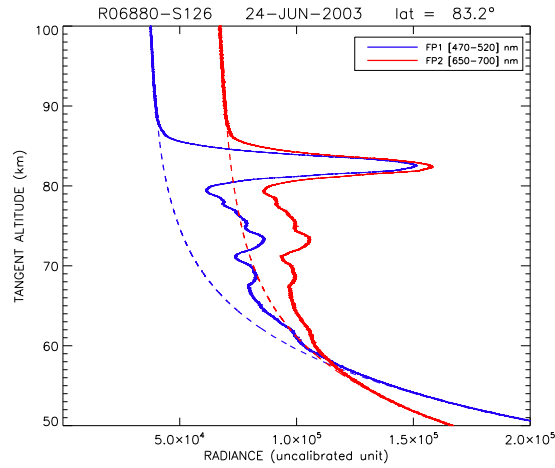


Fig. 3.9 – Illustration de la méthode 1 : la courbe tiretée représente l'allure que devrait théoriquement avoir le profil enregistré par les photomètres en l'absence de nuage mésosphérique.

Première méthode testée (méthode 1)

La première idée, qui paraissait la plus logique, fut d'établir un algorithme qui isolerait la contribution F_{PMC} du nuage. Pour cela, il a fallu parvenir à modéliser le plus précisément possible l'allure qu'aurait eu le signal en l'absence de ce nuage, afin de pouvoir la comparer à la courbe réellement observée. Il serait alors possible de détecter le nuage, qui serait le seul responsable des différences entre ces deux courbes.

On a, dans un premier temps, cherché à se débarrasser de la composante stellaire F_{star} et de l'effet de la lumière parasite $F_{StrayLight}$. Dans la basse thermosphère, région située entre 90 et 100 km, la lumière détectée est entièrement issue de ces deux sources car la densité atmosphérique y est trop faible pour que la contribution de l'air soit détectable, et les PMC ne se forment pas à de telles altitudes. On peut noter à ce niveau une variation linéaire du profil, due à une légère variation de la lumière parasite (voir les figures 3.7 et 3.8). Une régression linéaire du signal mesuré a donc été effectuée, c'est-à-dire que les valeurs des paramètres α_1 et β_1 ont été déterminés de manière à ce que le signal théorique

calculé, noté $F_{theo1}(z_t)$, soit le plus proche possible du signal observé $F_{obs}(z_t)$ dans la gamme d'altitudes considérée :

$$F_{star}(z_t) + F_{StrayLight}(z_t) \simeq F_{theo1}(z_t) = \alpha_1 \cdot z_t + \beta_1 \quad \text{avec} \quad 90 \text{ km} < z_t < 100 \text{ km} \quad (3.17)$$

Ceci a été fait grâce au langage de programmation IDL, qui propose des fonctions de recherche des meilleurs paramètres par minimisation du χ^2 (cf ⁹). La droite obtenue a ensuite été extrapolée à toute la gamme d'altitudes qui nous intéresse (50 à 100 km). On considère à partir de maintenant le signal auquel a été soustraite cette composante, c'est-à-dire : $F_{obs2}(z_t) = F_{obs}(z_t) - F_{theo1}(z_t)$. La densité de flux lumineux restante correspond donc à $F_{PMC}(z_t) + F_{Ray}(z_t)$: elle est due à la diffusion de la lumière solaire, soit par les particules nuageuses, soit par les molécules composant l'air atmosphérique.

Il restait ensuite à se débarrasser de la contribution du limbe $F_{Ray}(z_t)$. Comme nous l'avons vu précédemment (cf formule 3.13), cette composante est directement proportionnelle à la densité atmosphérique intégrée le long de la ligne de visée N_{air} . Comme cela a déjà été mentionné dans le chapitre précédent (partie 2.5.2), cette donnée, issue d'analyses météorologiques du centre européen ECMWF, combinées à un modèle climatique (MSISE-90) pour les plus hautes altitudes, est fournie avec les produits GOMOS de niveau 2. Or, dans la basse mésosphère (en dessous de 54 km), une certaine influence de nuages noctulescents qui seraient situés très en avant ou en arrière de la ligne de visée est possible (cf page 87), mais ceci est extrêmement rare à de si basses altitudes tangentes. On peut donc considérer que le signal F_{obs2} mesuré entre 50 et 54 km est entièrement dû à la diffusion Rayleigh par le limbe. Par conséquent, on a cherché le coefficient de proportionnalité α_2 correspondant, pour chaque occultation et pour chacun des photomètres, dans cette gamme d'altitudes tangentes. Une régression linéaire du signal F_{obs2} a pour cela été effectuée, cette fois-ci pas par rapport à z_t mais par rapport à N_{air} :

$$F_{Ray}(z_t) \simeq F_{theo2}(z_t) = \alpha_2 \cdot N_{air} \quad \text{avec} \quad 50 \text{ km} < z_t < 54 \text{ km} \quad (3.18)$$

La courbe obtenue a ensuite été extrapolée à toute la gamme d'altitudes utilisée (50 à 100 km). La somme de ces deux composantes correspond donc à l'allure qu'aurait théoriquement le signal, dans les mêmes conditions, en l'absence du nuage :

$$F_{theo}(z_t) = F_{theo1}(z_t) + F_{theo2}(z_t) \simeq F_{star}(z_t) + F_{Ray}(z_t) + F_{StrayLight}(z_t) \quad (3.19)$$

C'est ainsi qu'a été obtenue la courbe tiretée représentée sur la figure 3.9. Comme on peut le voir, cette méthode permet d'isoler la déformation du signal provoquée par la présence d'un nuage noctulescent de manière très convenable.

⁹La notion statistique de χ^2 va être expliquée dans la suite de cette partie.

Cependant, bien qu'elle fournisse des résultats très satisfaisants dans les cas où un PMC est présent, elle s'est révélée mal adaptée à certains autres cas. En effet, le signal mesuré a parfois une structure beaucoup plus complexe que les cas standards illustrés par toutes les figures présentées jusqu'ici. La figure 3.10A en est un bon exemple. Des profils de ce type sont régulièrement obtenus lors des mesures effectuées aux moyennes et basses latitudes. Il n'existe pas, à l'heure actuelle, d'explication précise de leur allure. Celle-ci, très variable d'un cas à l'autre, est très probablement due à l'importante couverture nuageuse dans la troposphère, dans certaines régions et à certaines périodes. Des systèmes convectifs irrégulièrement répartis pourraient se traduire par une importante lumière parasite, fortement variable au cours de l'occultation, donc fortement variable en fonction de l'altitude tangente. Dans ces cas-là, l'hypothèse selon laquelle la lumière parasite peut être soustraite par une simple régression linéaire du signal à haute altitude n'est alors plus valable. L'élimination correcte de la composante $F_{StrayLight}(z_t)$ n'est donc pas toujours possible avec cette méthode. En l'absence de PMC, la courbe théorique (tirée sur la figure) devrait être parfaitement superposée au signal réel. On observe néanmoins un décalage non négligeable entre ces deux courbes. Ce problème fausse bien évidemment l'algorithme de détection puisque, dans de tels cas, un nuage mésosphérique polaire serait détecté alors qu'il n'est pas réellement présent. C'est pourquoi il a été nécessaire de mettre au point une autre méthode qui ne serait pas (ou en tout cas beaucoup moins) affectée par ce problème.

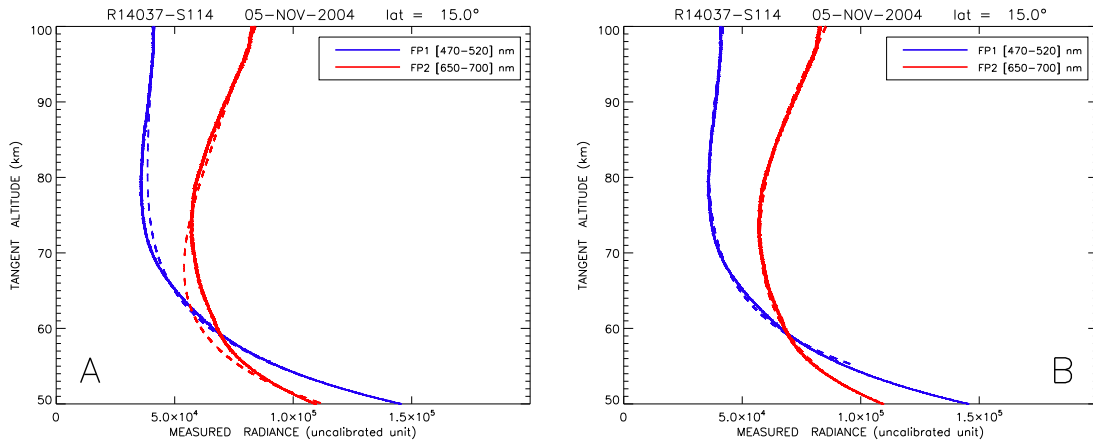


Fig. 3.10 – Signal restitué par les photomètres et courbes théoriques calculées par la méthode 1 (A) et par la méthode 2 (B) : exemple d'un profil perturbé par une lumière parasite fortement variable, où aucun PMC n'est présent le long de la ligne de visée.

Méthode sélectionnée (méthode 2) et test

La méthode de détection qui a été adoptée est finalement beaucoup plus simple que celle qui avait été initialement imaginée. Elle a cette fois pour objectif, non pas d'essayer d'isoler la signature du nuage, mais tout simplement de modéliser au mieux les profils correspondant aux cas où il n'y a pas de PMC. Une régression polynomiale de degré 3 du signal mesuré F_{obs} , dans la gamme d'altitudes tangentes $[55;100]$ km s'est révélée être la méthode la plus adaptée. On notera dans la suite F_{theo} la courbe qui en résulte. Cette dernière est donc définie ainsi :

$$F_{theo}(z_t) = \alpha_3 \cdot z_t^3 + \beta_3 \cdot z_t^2 + \gamma_3 \cdot z_t + \delta_3 \quad \text{avec} \quad 55 \text{ km} < z_t < 100 \text{ km} \quad (3.20)$$

Comme l'illustre la figure 3.10B, les cas qui posaient problème avec la méthode précédente (voir figure 3.10A), sont cette fois correctement modélisés. On est maintenant capable de représenter de manière très précise les profils qui ne présentent aucune signature F_{PMC} . Un nuage noctulescent présent le long de la ligne de visée serait donc le seul responsable possible de l'existence d'un décalage entre la courbe théorique obtenue et la courbe réellement mesurée (voir figure 3.11).

L'algorithme de détection est basé sur un calcul de χ^2 . Le χ^2 est une variable couramment utilisée en statistique afin de juger de l'adéquation entre une loi de probabilité et un ensemble d'observations supposées indépendantes et de même loi de probabilité.

Dans le cas considéré ici, le flux lumineux observé résulte de l'impact de photons sur les capteurs CCD constituant l'instrument. Or ces photons sont détectés indépendamment les uns des autres, et ces détections peuvent être considérées comme des événements rares. Le comptage de photons ou de charges électriques par le capteur suit donc une loi de Poisson de paramètre F_{obs} (exprimé ici en unité non calibrée, c'est-à-dire en nombre d'électrons émis). Son écart type est donc égal à la racine carrée du signal mesuré :

$$s(z_t) \simeq \sqrt{F_{obs}(z_t)} \quad (3.21)$$

Le χ^2 peut donc être calculé, pour chaque occultation et pour chacun des deux photomètres, d'après la formule suivante :

$$\chi^2 = \frac{1}{N-4} \sum_{i=1}^N \varepsilon_i^2 \quad (3.22)$$

où $(N-4)$ correspond au degré de liberté, c'est-à-dire au nombre de valeurs aléatoires indépendantes. Il est donc égal au nombre de points de mesure (N) auquel a été soustrait le nombre de relations les reliant (4). ε^2 correspond à l'écart quadratique entre les courbes réelle ($F_{obs}(z_t)$) et théorique ($F_{theo}(z_t)$), normalisé par l'écart type. Il a été défini pour chaque mesure i tel que :

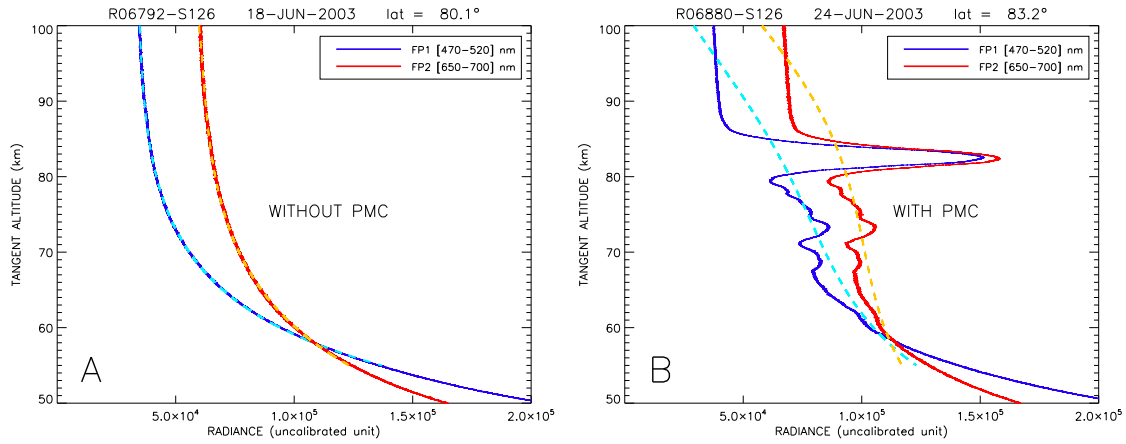


Fig. 3.11 – Illustration de la méthode de détection utilisée : les courbes pointillées correspondent à une régression polynomiale de degré 3 du signal enregistré par les photomètres entre 55 et 100 km. Elles se superposent parfaitement aux profils mesurés dans les cas où aucun PMC n'est situé le long de la ligne de visée (A). Par contre, on observe une différence importante entre ces courbes lorsque la signature d'un PMC est présente (B).

$$\varepsilon_i^2 = \left(\frac{F_{obs_i} - F_{theo_i}}{s_i} \right)^2 \quad (3.23)$$

Un nuage mésosphérique polaire présent le long de la ligne de visée est à l'origine d'un décalage non négligeable entre les deux courbes $F_{obs}(z_t)$ et $F_{theo}(z_t)$, comme le montre la figure 3.11. Il sera donc caractérisé par une valeur de χ^2 élevée. La comparaison des valeurs de χ^2 , calculées pour différents cas, va nous permettre de déterminer une valeur seuil à partir de laquelle on pourra affirmer la présence d'un PMC.

Avant d'être appliqué à l'ensemble des produits GOMOS disponibles, cet algorithme doit tout d'abord être testé. Pour cela, trois catalogues ont été créés. Ils regroupent les occultations selon la probabilité de présence des nuages mésosphériques polaires, en fonction de la date et de la latitude de mesure. Chacun de ces trois catalogues réunit une centaine d'occultations, choisies aléatoirement. Ils ont été définis ainsi :

1. PMC probables :
 - Hémisphère Nord → juin - juillet [60 ; 90]°N
 - Hémisphère Sud → décembre - janvier [60 ; 90]°S
2. PMC possibles :
 - Hémisphère Nord → mai - août [50 ; 90]°N et juin - juillet [50 ; 60]°N
 - Hémisphère Sud → novembre - février [50 ; 90]°S et décembre - janvier [50 ; 60]°S
3. PMC peu probables : tous les autres cas

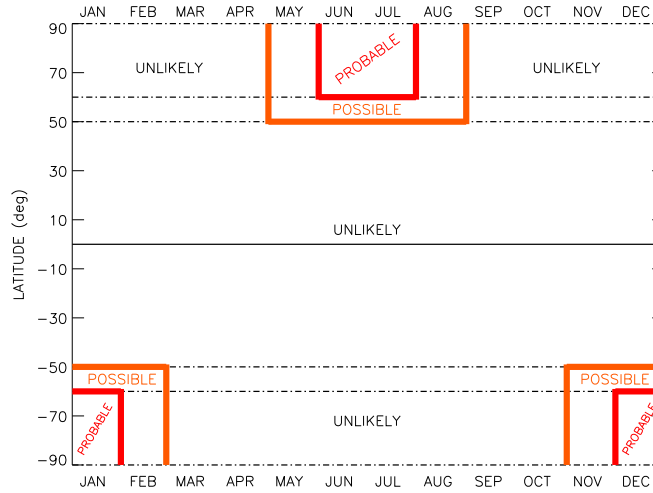


Fig. 3.12 – Différentes catégories de probabilité de présence des PMC (probable, possible et peu probable), définies selon la date et la latitude de mesure. Ces trois catégories ont permis d’effectuer un premier test de l’algorithme de détection, et seront aussi utilisées pour établir les critères de vérification des résultats.

Ces différentes catégories sont également représentées sur le schéma 3.12 pour plus de clarté.

L’algorithme de détection a été appliqué à chacune des occultations de ces trois catalogues. Les résultats ont été comparés aux signaux mesurés par les photomètres, qui ont été tracés pour chacun des cas, afin de pouvoir vérifier à l’œil nu la présence ou l’absence de la signature d’un nuage mésosphérique polaire sur le profil. Plusieurs tests ont été effectués, avec des valeurs seuil de χ^2 différentes. 2,2 s’est révélée être la valeur la plus juste pour cet échantillon d’occultations. En effet, le choix de ce seuil de détection a permis d’obtenir des résultats exacts, c’est-à-dire que le nombre de PMC détectés correspondait parfaitement à la réalité, il n’a été ni surestimé, ni sous-estimé.

Cette méthode ayant fourni des résultats tout à fait satisfaisants à la suite de ces tests, elle va maintenant pouvoir être généralisée à l’ensemble des données disponibles, afin qu’une étude complète puisse être menée sur ces nuages à la frontière de l’Espace.

3.4.3 Application à l’ensemble des données et problèmes rencontrés

L’algorithme mis au point a donc été appliqué à l’ensemble des occultations effectuées de jour par GOMOS pendant presque 8 ans, d’août 2002 à juillet 2010. Cette base de données ne regroupe pas moins de 300 000 observations, dont plus de 68 000 l’été dans les régions polaires (voir la partie 3.2 pour plus de détails).

Lors de l'application à ce nombre de données très important, de nouveaux problèmes ont été rencontrés. En effet, des nuages mésosphériques polaires ont été détectés dans des régions ou à des périodes où leur présence effective aurait été très étonnante. Une vérification s'est donc avérée nécessaire. Les profils verticaux correspondants ont été tracés, et il s'agissait effectivement bien d'erreurs : les profils en questions ne présentaient pas de signature caractéristique d'un PMC. Ces fausses détections peuvent avoir plusieurs causes différentes. L'origine de chacune d'entre elles a dû être déterminée afin d'y apporter la solution appropriée.

Scintillation

La figure 3.13A représente un profil vertical sur lequel on peut observer des fluctuations rapides du signal, en particulier dans la basse mésosphère. Ces variations rapides du flux lumineux sont caractéristiques de la scintillation. Ce phénomène se produit lorsque le rayon traverse une région de l'atmosphère qui présente des fluctuations à petite échelle de température, donc de densité des masses d'air. Ces fluctuations sont en général dues à des phénomènes de turbulence, souvent associés à la propagation d'une onde de gravité. La lumière est alors réfractée irrégulièrement, ce qui explique l'allure du signal mesuré par les photomètres dans ce cas. Cet effet existe à toutes les altitudes, mais il est très peu visible au dessus de 60 km, car la densité atmosphérique y est très faible.

Afin de remédier à ce problème, l'écart type de la mesure, utilisé dans l'algorithme de détection pour déterminer la valeur du χ^2 , a été calculé autrement. Plutôt que de considérer simplement que $s(z_t) \simeq \sqrt{F_{obs}(z_t)}$ comme cela a été décrit précédemment (voir la partie précédente, équation 3.21), $s(z_t)$ a été calculé par la méthode de la fenêtre glissante. C'est-à-dire que, pour chaque point, il est égal à la racine carrée du flux lumineux mesuré, moyenné sur les cent points entourant le point considéré. Il correspond alors à un estimateur local de l'écart type. Cette méthode permet d'éviter l'influence des variations rapides et ponctuelles dans le calcul d'erreur. Cette modification de l'algorithme augmente le temps de calcul, mais augmente aussi beaucoup la précision des résultats.

Rayons cosmiques et vent solaire

L'impact de rayons cosmiques¹⁰ sur les CCD qui constituent les photomètres de GOMOS a été une autre source d'erreur. Le rayonnement cosmique désigne un flux de noyaux atomiques et de particules de haute énergie qui circulent dans le milieu interstellaire. Il s'agit pour sa partie chargée principalement de protons et de particules alpha (noyaux d'hélium). Ce rayonnement provient de l'espace interstellaire et intergalactique. Son origine exacte est encore un mystère, mais il semblerait que l'émission de telles particules soit liée aux phénomènes astronomiques les plus énergétiques connus dans la nature (noyau actif de galaxie, sursaut gamma, trou noir, hypernovæ, etc.).

¹⁰Également désignés sous le nom d'astroparticules

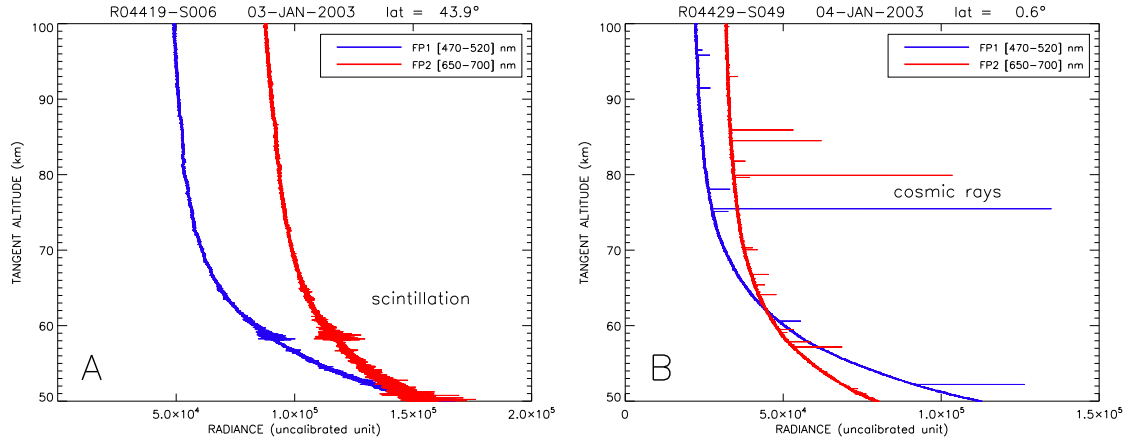


Fig. 3.13 – Illustration des problèmes ayant engendré des fausses détections : scintillation (A) et impacts de rayons cosmiques ou de particules du vent solaire sur le capteur (B).

Le vent solaire peut lui aussi influencer les mesures de GOMOS de la même façon. Il s'agit d'un flux de plasma constitué essentiellement d'ions et d'électrons éjectés à grande vitesse¹¹ de la haute atmosphère du Soleil¹² (couronne). Il est présent dans le système solaire de manière permanente, mais peut être particulièrement intense lors de tempêtes solaires (provoquées par des éruptions solaires ou des éjections de masse coronale).

Ces particules électriquement chargées n'entrent généralement pas en contact direct avec l'atmosphère, car elles sont déviées par le champ magnétique terrestre. Mais il existe des failles à cette barrière protectrice. C'est le cas au niveau des pôles magnétiques, où les lignes de champ se rejoignent, mais aussi dans une vaste région située au-dessus de l'océan Atlantique sud. En effet, à ce niveau, le champ magnétique est déformé et se rapproche de la surface. Cette zone est appelée "l'anomalie de l'Atlantique Sud". Les particules en provenance de l'espace interplanétaire, piégées dans la magnétosphère, peuvent alors entrer en contact avec l'atmosphère à des altitudes bien plus basses que ce qui est habituellement possible. Les pics d'intensité très ponctuels mesurés par les photomètres de GOMOS, que l'on peut observer sur la figure 3.13B, ont été provoqués par les impacts de telles particules sur le capteur. Les coordonnées du satellite, pour l'occultation représentée ici (latitude = -25,3° ; longitude = -43,0°) confirment d'ailleurs bien qu'il s'agit d'une mesure effectuée au niveau de l'Atlantique Sud (cette latitude n'est pas la même que celle indiquée sur la figure, car cette dernière correspond à la localisation du point tangent, et non du satellite).

La détermination du χ^2 avec un écart type calculé par la méthode de la fenêtre glissante, comme décrit dans la sous-partie précédente, a également permis d'éliminer de ce genre de problème.

¹¹ 450 km/s en moyenne.

¹² Pour l'anecdote, le Soleil perd environ 10^9 kg (soit un million de tonnes) de matière par seconde sous forme de vent solaire.

Lumière parasite fortement variable

Comme on peut le voir sur la figure 3.14A, le problème posé par la lumière parasite décrit dans la partie précédente n'est pas encore tout à fait réglé. Bien que le fit polynomial sur lequel est basée la méthode de détection ait permis la non-prise en compte des nombreux profils similaires à celui de la figure 3.10 dans la quantification des PMC, certains cas continuent à fausser la détection. En effet, ces profils verticaux sont si déformés qu'un polynôme d'ordre 3 ne permet pas de les modéliser correctement. Cette importante déformation est due à une lumière parasite externe particulièrement intense et variable, dont l'origine n'est pas bien connue. On rappelle qu'est considérée comme lumière parasite tout rayonnement dont l'origine est située hors du champ de vue de l'instrument, mais qui atteint pourtant les capteurs. Plusieurs hypothèses ont été formulées sur les sources possibles de cette composante. Étant donné que l'on ne considère que des mesures effectuées de jour dans le cadre de cette étude, l'instrument est exposé au Soleil. Il est donc possible que la lumière solaire soit réfléchiée par un autre instrument disposé sur la plateforme d'ENVISAT. Une partie de cette lumière pourrait alors être dirigée vers le champ de vue de GOMOS. Mais cette hypothèse n'explique pas les fortes variations observées sur les profils.

Étant donné que de tels profils correspondent toujours à des mesures effectuées à basse et moyenne latitude, il est également possible, comme nous l'avons déjà mentionné précédemment, que ce problème soit dû au fait que l'instrument ait observé une zone caractérisée par d'importants systèmes convectifs dans la troposphère. Les nuages à forte extension verticale que sont les cumulus sont en effet très réfléchissants. De plus, leur répartition géographique est en général très irrégulière. Ils peuvent donc rediriger la lumière solaire sur le miroir plan de GOMOS et ainsi fortement perturber le signal enregistré. Certains profils de ce type ont été comparés aux photographies prises par des satellites géostationnaires au même moment et dans la même région. La couverture nuageuse y était effectivement toujours très importante. De plus, la structure spatiale irrégulière de ces nuages troposphériques semblerait expliquer les variations de flux lumineux observées. En effet, étant donnée la géométrie de mesure de GOMOS (voir la partie 3.3), la projection du point tangent sur la surface terrestre se déplace légèrement au cours de l'occultation. C'est pourquoi une variation horizontale de l'albédo peut se traduire par une déformation du profil vertical enregistré. Quoi qu'il en soit, pour confirmer cette hypothèse, il serait nécessaire d'étudier un plus grand nombre de cas, et également de prouver que cette lumière parasite est blanche. En effet, les nuages convectifs sont constitués de grosses gouttes. Ils interagissent donc avec la lumière solaire dans le cadre de l'optique géométrique, non sélective, c'est-à-dire qu'ils réfléchissent la lumière en ne privilégiant aucune longueur d'onde. Or, un profil tel qu'il est présenté sur la figure 3.14A correspond à un flux lumineux exprimé en unités non calibrées. Il ne permet donc pas de comparer les longueurs d'onde, car il existe des différences de calibration entre les deux photomètres (cf partie 3.6). Il serait donc intéressant d'isoler la déformation observée, après calibration du signal des photomètres, afin de vérifier si elle a une allure identique dans les deux domaines spectraux.

Aucune solution n'a été trouvée pour remédier à ce problème. Il est cependant possible de le limiter : dans la majorité des cas de ce type, le χ^2 calculé pour le photomètre rouge est bien plus important que celui calculé pour le photomètre bleu, alors qu'il a été

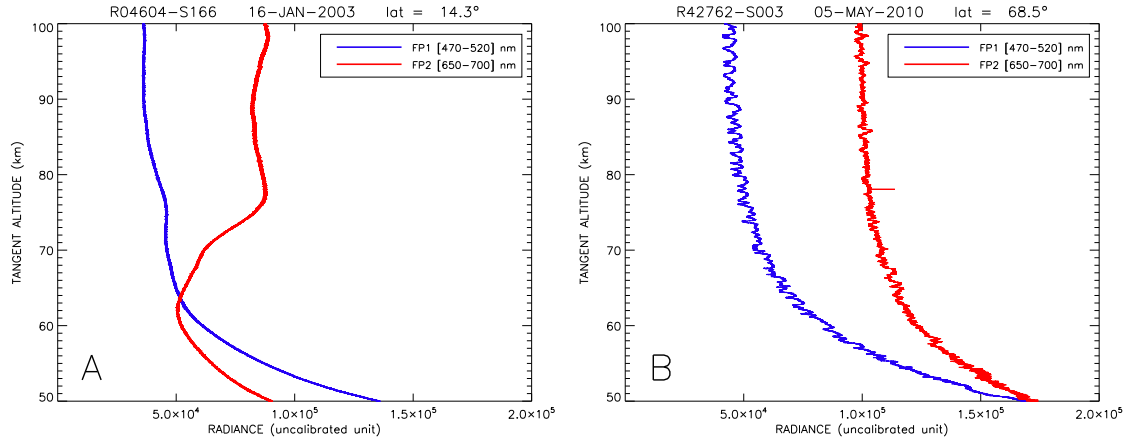


Fig. 3.14 – Illustration des problèmes ayant engendré des fausses détections : lumière parasite particulièrement intense et variable (A) et fluctuations du signal provoquées par une anomalie du système de pointage (B).

vérifié que dans le cas d’une déformation du signal induite par la présence d’un PMC, le résultat contraire était toujours observé (voir le paragraphe 3.4.1). Il suffit donc d’ajouter une condition dans l’algorithme : on ne considère qu’un nuage mésosphérique polaire est présent seulement si les valeurs de χ^2 calculées pour les deux photomètres dépassent le seuil de détection, mais également si la valeur associée au photomètre bleu est supérieure à celle correspondant au photomètre rouge.

Mais cette condition ne suffit malheureusement pas à éliminer toutes les erreurs dues à la présence de lumière parasite. À cause de ce problème persistant, la méthode de détection mise au point ne peut pas être complètement automatique. Les erreurs de ce genre sont rares (estimées à moins de 1% des cas). Il est cependant nécessaire de les éliminer pour assurer l’exactitude des résultats obtenus. Ceci est faisable relativement rapidement en visualisant les courbes concernées à l’œil nu.

Anomalie du système de pointage

La figure 3.14B représente le dernier type de profil qui peut être responsable d’une fausse détection. Comme on peut le voir si on le compare à l’allure normale qu’il devrait avoir (figure 3.7A par exemple), ce profil vertical est fortement bruité. Le signal présente en effet de très nombreuses fluctuations, à relativement petite échelle. Ce genre de problème a été rencontré seulement parmi les données les plus récentes et il ne concerne que certaines étoiles. Il a commencé en 2006 avec l’étoile numéro 6 (index du catalogue des étoiles de GOMOS), puis les étoiles touchées ont été de plus en plus nombreuses au fil du temps. En 2010, sept étoiles étaient concernées.

Il est très probable que ce problème soit lié à un dysfonctionnement du système de pointage fin, brièvement survenu en 2005, puis de manière beaucoup plus importante en 2006. L'origine exacte de cette anomalie est encore inconnue. Elle apparaît seulement par périodes, entre lesquelles l'instrument reprend un fonctionnement tout à fait normal, mais ces périodes sont de plus en plus fréquentes avec le temps. Après vérification, des profils de ce type (3.14B) ont toujours été observés à des dates auxquelles GOMOS était affecté par ce problème technique¹³.

Lorsque le système de pointage fonctionne normalement, il assure le maintien de l'image de l'étoile à une position fixe sur le capteur, de manière extrêmement précise (cf partie 2.3.2). Lorsque l'anomalie survient, elle provoque une instabilité de cette image, ce qui se répercute sur le signal enregistré par les CCD, comme le montre la figure 3.14B. Ceci s'explique par le fait que la réponse d'un même pixel à la réception d'un photon peut être différente selon l'endroit du pixel où ce photon va impacter. Ce phénomène est appelé "variabilité de la sensibilité intra-pixel" (IPSV¹⁴). Seul le signal de l'étoile est affecté, car il s'agit d'une image ponctuelle. La lumière diffusée par le limbe provient quant à elle d'une source étendue. Son image est donc intégrée sur toute la surface du CCD, et n'est par conséquent pas touchée par ce problème. C'est pourquoi seulement certaines étoiles sont concernées : il s'agit toujours des plus brillantes d'entre elles, dont le signal est assez fort pour perturber l'ensemble de la mesure. De plus, on remarque que les profils verticaux associés au photomètre bleu présentent toujours des fluctuations plus marquées que ceux associés au photomètre rouge, car l'IPSV de leur capteur est plus importante (Dalaudier, 2009b).

Le bruit engendré par ce problème pourrait être pris en compte dans l'algorithme, en augmentant le seuil de détection, mais ceci dégraderait la précision de l'algorithme et ne permettrait plus la détection des signatures des PMC les plus faibles. Ce n'est donc pas la solution qui a été choisie. D'après une étude de Francis Dalaudier (Dalaudier (2009a) et Dalaudier (2009c)), il serait probablement possible de modéliser l'influence de la variabilité de la sensibilité intra-pixel sur les mesures des photomètres, et ainsi d'appliquer une correction adéquate au signal. Si cela s'avérait possible, ce problème serait résolu. Ceci est donc une piste intéressante à suivre pour l'avenir, surtout si le nombre d'étoiles affectées continue d'augmenter. Pour l'instant, aucune solution n'a réellement été trouvée. Il a donc été encore une fois nécessaire de vérifier à l'œil nu les profils pour lesquels un PMC avait été détecté, pour les quelques étoiles concernées et pour les années les plus récentes.

Amélioration du seuil de détection

Comme cela a été expliqué dans la partie précédente, l'écart type $s(z_t)$ utilisé dans le calcul du χ^2 est désormais calculé grâce à la méthode de la moyenne glissante. Cette modification permet d'augmenter la précision de l'algorithme. Elle change en effet de manière

¹³Se référer aux rapports mensuels sur l'état de fonctionnement de GOMOS, disponibles sur le site Internet de l'ESA : <http://earth.eo.esa.int/pcs/envisat/gomos/reports/monthly/>. Les dates auxquelles l'instrument est affecté par l'anomalie du système de pointage, ainsi que son amplitude, sont indiquées dans la rubrique *SATU noise equivalent angle*.

¹⁴*Intra-Pixel Sensitivity Variations*

non négligeable les valeurs de χ^2 obtenues. C'est pourquoi il est nécessaire de déterminer un nouveau seuil de détection des PMC, plus adapté à cette nouvelle méthode. Cette valeur est extrêmement importante, puisque c'est elle qui détermine la précision et l'exactitude de la détection.

La nouvelle version de l'algorithme a donc été testée, comme la précédente, sur un échantillon d'observations représentatif de la base de données. Plusieurs tests ont été effectués pour différentes valeurs seuil de χ^2 . Les signaux mesurés par les photomètres, correspondant à cet échantillon, ont été visualisés afin de pouvoir directement vérifier les résultats obtenus, c'est-à-dire la présence ou l'absence d'un nuage noctulescent le long de la ligne de visée. Il ressort de ces tests qu'une valeur seuil égale à 1,8 fournit les meilleurs résultats. Elle permet en effet un bon compromis entre une méthode assez sensible à la signature d'un PMC, mais pas trop sensible aux perturbations qui pourraient être sources d'erreurs.

Par ailleurs, le χ^2 a été calculé pour un échantillon de 1000 observations, pour lesquelles les profils verticaux ne présentent aucune signature de la contribution d'un PMC. La répartition statistique des valeurs obtenues a été représentée sur la figure 3.15. On peut voir que ces courbes ont l'allure d'une distribution log-normale, dont toutes les valeurs sont inférieures à 1,8 (valeur qui correspond au trait pointillé sur la figure). Ceci confirme bien la valeur seuil trouvée à la suite des tests décrits précédemment. La présence d'un nuage mésosphérique le long de la ligne de visée est donc bien caractérisée par des calculs qui aboutissent à un χ^2 supérieur à 1,8. Cette valeur a donc été retenue, et l'ensemble de la base de données va maintenant pouvoir être étudié.

Cette méthode, dans sa version finale, a donc été appliquée à toutes les mesures de GOMOS disponibles. Mais malgré les divers ajustements qui ont été apportés à l'algorithme, quelques erreurs subsistent, en raison d'une lumière parasite fortement variable ou de l'anomalie du système de pointage, comme expliqué dans les paragraphes précédents. C'est pourquoi la méthode de détection n'est pas totalement automatique. Une vérification est nécessaire pour assurer l'exactitude des résultats. Pour cela, la classification des PMC détectés selon leur probabilité de présence, définie dans la partie 3.4.2 (figure 3.12), va être réutilisée. Comme expliqué précédemment, les profils très déformés par la lumière parasite ne se rencontrent jamais aux hautes latitudes. Les résultats obtenus l'été dans les régions polaires ne sont donc pas affectés par ce problème. Des erreurs de ce type sont cependant susceptibles d'apparaître parmi les cas appartenant à la catégorie *PMC peu probables*. Toutes les détections correspondant à cette catégorie doivent donc être vérifiées. Les profils verticaux associés ont donc été tracés, puis visualisés et directement comparés aux résultats de la détection. Comme cela a été montré par les différentes figures de ce chapitre, la présence d'un nuage mésosphérique déforme le profil de manière tout à fait caractéristique. La visualisation à l'œil nu de ces courbes permet donc une vérification très rapide. Seules deux des détections positives situées dans cette catégorie se sont révélées être de "réelles détections"¹⁵, ce qui confirme bien que les catégories ont été définies de manière

¹⁵Seuls deux nuages mésosphériques ont été détectés hors des limites des catégories *PMC probables* ou *PMC possibles* : l'un au Nord, à une latitude de 44,4°, début juillet 2004, et l'autre au Sud, à -49,3° de latitude, mi-juillet 2005.

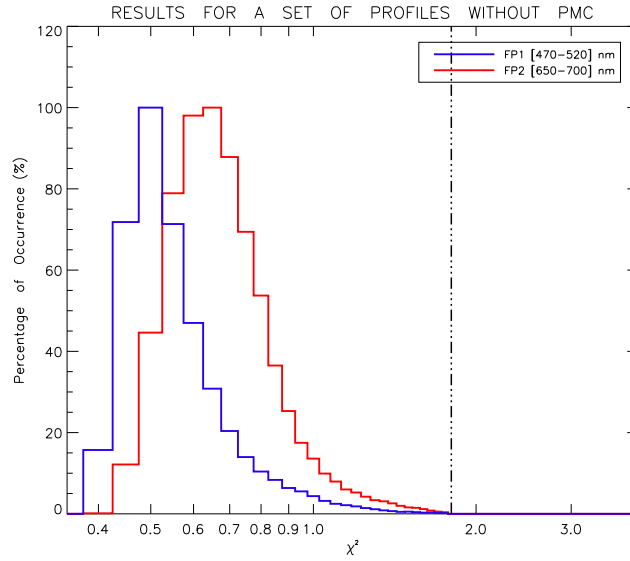


Fig. 3.15 – Répartition des valeurs de χ^2 calculées pour un échantillon de 1000 observations en l'absence de nuages mésosphériques polaires, pour chacun des deux photomètres de GOMOS. La ligne pointillée correspond à la valeur seuil de 1,8.

correcte. Pour plus de sécurité, toutes les détections appartenant au cas *PMC possibles* ont été vérifiées de la même manière, même si les erreurs dues à la lumière parasite sont beaucoup moins probables pour ces cas là. Enfin, toutes les détections correspondant aux étoiles affectées par l'anomalie du système de pointage ont également été vérifiées, quelles que soient leur date et leur latitude. Cette dernière étape a permis d'éliminer toutes les erreurs potentielles liées à un dysfonctionnement technique de l'instrument. Une correction du résultat a été appliquée à chaque fois que cela a été nécessaire.

L'ensemble de la base des données s'étend sur presque 8 ans, d'août 2002 à juillet 2010. Elle regroupe plus de 300 000 observations, dont 68 000 dans les régions qui nous intéressent, réparties sur 17 saisons d'été (voir la partie 3.2). La dernière version de l'algorithme a été appliquée à ces nombreux produits, et toute la procédure de vérification a été effectuée comme décrite ci-dessus. Les résultats se sont alors révélés très satisfaisants. En effet, ce travail a abouti à la détection de plus de 21 000 nuages mésosphériques polaires. Les fausses détections, qui ont dû être corrigées, représentaient moins de 4% des cas. La valeur seuil de χ^2 de 1,8 a été choisie relativement faible afin d'assurer la plus grande sensibilité possible. En effet, on a préféré paramétrer l'algorithme de manière à pouvoir détecter des nuages très fins, même si cela implique forcément un nombre de fausses détections plus important, et donc un temps de vérification et de correction un peu plus long.

3.4.4 Récapitulatif : description synthétique de l'algorithme utilisé

Ce travail a donc abouti au développement d'une méthode de détection précise des nuages mésosphériques polaires qui correspond bien aux objectifs fixés. Au vu des nombreuses pages qui ont été nécessaires pour décrire la procédure adoptée pour sa mise au point, avec ses tests, ses modifications, et encore ses tests et ses remodifications ... une dernière explication claire et synthétique de sa version finale paraît nécessaire !

Voici donc les différentes étapes de cet algorithme :

1. Sélection de toutes les occultations effectuées par GOMOS, pour lesquelles les produits de niveau 1 et de niveau 2 sont disponibles. Prise en compte des mesures faites de jour seulement (valeur absolue de l'angle zénithal solaire au point tangent inférieure ou égale à 94°).
Puis application de l'algorithme suivant pour chacune de ces occultations :
2. Modélisation de l'allure du profil vertical du flux lumineux enregistré par les photomètres en l'absence de PMC : régression polynomiale de degré 3 du signal entre 55 et 100 km.
3. Calcul de la valeur de χ^2 caractéristique de l'écart entre la courbe issue de cette régression et la courbe réellement mesurée (cf formule 3.22), ceci pour chacun des deux photomètres.
4. Utilisation des valeurs obtenues pour affirmer ou infirmer la présence d'un nuage mésosphérique polaire. Une détection est positive si et seulement si :
 - Les valeurs de χ^2 calculées pour les deux photomètres sont supérieures à la valeur seuil, fixée à 1,8.
 - La valeur de χ^2 associée au photomètre bleu ([470-520] nm) est supérieure à celle associée au photomètre rouge ([650-700] nm) (afin de se débarrasser d'une grande partie des erreurs dues aux cas de lumière parasite fortement variable).
5. Vérification des résultats :
(Nécessaire pour éliminer toutes les fausses détections potentielles et assurer ainsi l'exactitude de la base de données résultante.)
 - Visualisation des détections appartenant aux catégories *PMC peu probables* et *PMC possibles* (voir la figure 3.12 pour les critères de définition de ces catégories) et correction si nécessaire.
Objectif : éliminer toutes les erreurs dues à une forte variation de la lumière parasite.
 - Visualisation des détections correspondant aux quelques étoiles affectées par l'anomalie du système de pointage, pour les données les plus récentes, et correction en cas d'erreur.

Cet algorithme, dans sa dernière version, fournit des résultats très satisfaisants. Il permet en effet une détection très précise des nuages mésosphériques polaires. Son application

à la riche base de données de GOMOS ouvre de larges perspectives. Les 21 000 détections qui en résultent vont permettre de mener une étude complète de ces mystérieux nuages et de leur environnement.

3.5 Détermination de l'altitude

À partir de ces mêmes données, il est également possible de déterminer l'altitude des nuages noctulescents. Pour cela, on va utiliser la méthode 1 décrite précédemment. Si celle-ci s'est révélée ne pas être suffisamment efficace pour permettre de détecter les PMC, elle est cependant très adaptée à leur étude, une fois l'algorithme de détection appliqué. Comme nous allons le voir maintenant, elle va en effet permettre la détermination des paramètres de base de chacun des nuages qui ont été détectés.

Nous rappelons que cette méthode consiste à modéliser le plus précisément possible l'allure qu'aurait eu le profil en l'absence de nuage. Pour cela, le flux lumineux en provenance de l'étoile visée, ainsi que le flux de lumière parasite, sont estimés à partir du flux enregistré à haute altitude. On peut en effet considérer qu'au-dessus de 90 km, ces deux composantes sont les seules responsables du flux observé. Une fois cette partie du signal retirée, l'intensité lumineuse due à la diffusion moléculaire peut être estimée, sachant qu'elle est directement proportionnelle à la densité atmosphérique intégrée le long de la ligne de visée. La courbe correspondant au profil qui aurait été observé dans les mêmes conditions en l'absence de PMC est alors obtenue en sommant ces différentes contributions. Elle est représentée par la courbe tiretée sur la figure 3.16A (se référer à la partie 3.4.2 pour des explications plus détaillées sur la méthode).

Il suffit ensuite de soustraire la courbe ainsi obtenue à la courbe mesurée, pour chaque cas, afin d'en déduire le profil vertical qui correspond à la contribution du nuage noctulescent (figure 3.16B). L'altitude de ce nuage est alors définie comme étant l'altitude tangente associée au plus haut pic de cette signature caractéristique. Après que le signal ait été lissé, sa dérivée est calculée tout au long du profil, de haut en bas. L'altitude que l'on recherche correspond au premier changement de signe de cette dérivée. Cet algorithme se base sur les mesures du photomètre bleu (FP1 : [470-520] nm), qui, comme cela a été expliqué précédemment, est plus sensible à la lumière diffusée par les particules nuageuses. Mais ce même calcul est également effectué à partir du photomètre rouge (FP2 : [650-700] nm), dans le but de vérifier le résultat obtenu. En effet, théoriquement, l'altitude trouvée devrait être approximativement la même pour les deux photomètres. Un léger écart est cependant possible, en raison d'une redirection différente de la lumière dans les deux domaines spectraux, en fonction de la taille des particules nuageuses. Mais la différence d'altitude qui en résulte reste très faible. La valeur trouvée à partir des mesures de FP1 est donc considérée comme correcte seulement si elle présente une différence inférieure à 300 mètres avec la seconde valeur obtenue d'après FP2. Afin d'assurer l'exactitude de la méthode, tous les cas qui ne respectent pas cette condition sont vérifiés. C'est-à-dire que les profils correspondants sont visualisés à l'œil nu. Il s'agit en général de cas pour lesquels la détermination de l'altitude a échoué pour l'un des deux photomètres. De telles erreurs

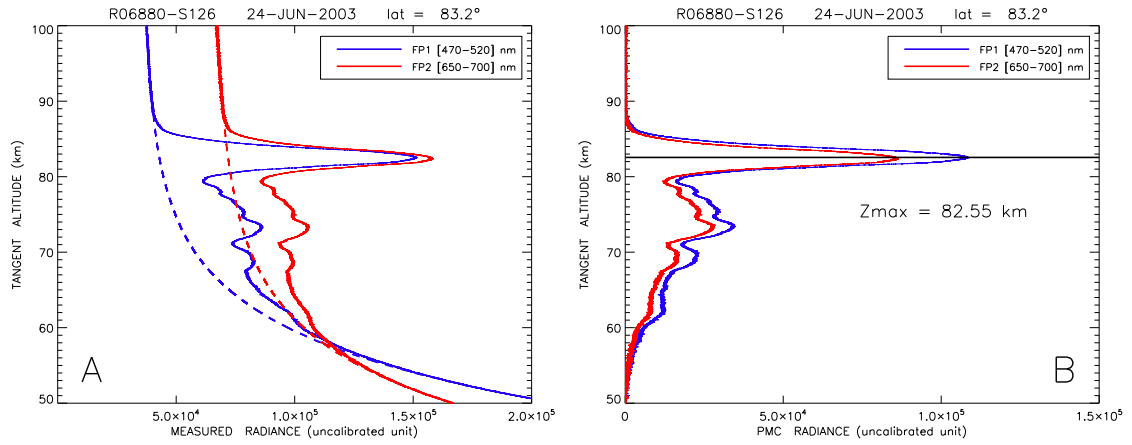


Fig. 3.16 – Illustration de la méthode utilisée pour déterminer l'altitude des nuages noctulescents qui ont été détectés. A : Signal mesuré et estimation de l'allure qu'aurait la courbe dans les mêmes conditions en l'absence de nuage (tiretés). B : Contribution du nuage isolée. Son altitude est définie comme étant l'altitude tangente du pic le plus haut (82,6 km dans le cas considéré ici).

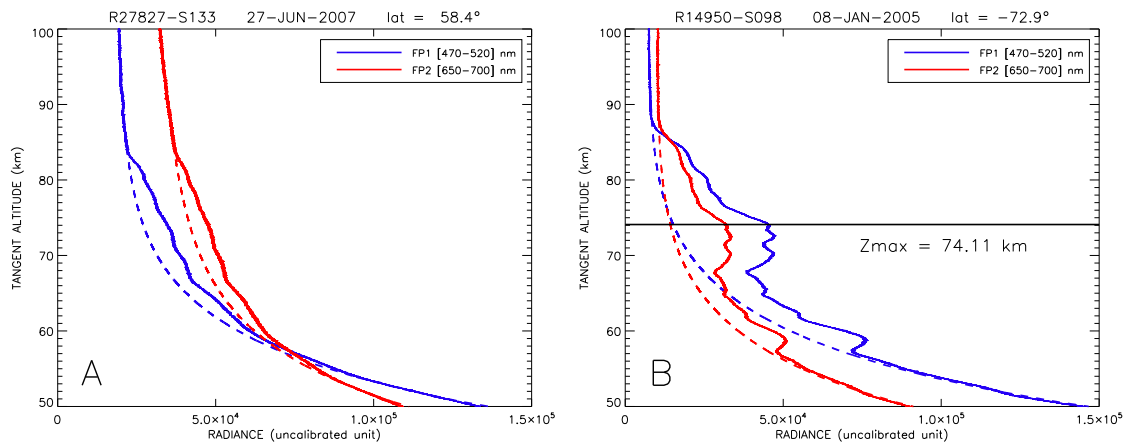


Fig. 3.17 – Exemple de l'allure typique des profils verticaux qui posent problème lors du calcul de l'altitude du nuage. A : Échec de la détermination de l'altitude (absence d'un pic clairement marqué). B : Altitude déterminée, mais pas du tout représentative de l'altitude réelle du nuage (problème de géométrie d'observation).

sont généralement dues à de petites fluctuations du signal qui apparaissent au-dessus de la signature du nuage et provoquent la détection d'un maximum à plus haute altitude. Dans ces cas-là, la valeur de l'altitude est donc attribuée à la valeur trouvée à partir de l'autre photomètre. Il existe cependant certains cas pour lesquels l'altitude ne peut pas être déterminée. La figure 3.17A en est un bon exemple. Comme on peut le remarquer, il est parfois possible que, selon la taille, la densité des cristaux, et selon leur répartition spatiale, la signature du PMC sur le profil vertical ne présente aucun pic clairement marqué. Mais ces cas sont relativement rares. En effet, l'altitude a pu être déterminée pour plus de 96% des détections, ce qui représente plus de 20 200 nuages sur l'ensemble de la base de données.

D'autre part, comme cela a déjà été évoqué précédemment, la détermination de l'altitude peut parfois être ambiguë du fait de la géométrie d'observation au limbe. En effet, dans cette configuration, le volume de mesure est très grand, en particulier dans la direction d'observation. Le signal lumineux enregistré par le capteur résulte d'une intégration tout le long du chemin optique. Or, la ligne de visée coupe une multitude d'altitudes différentes. Il est donc impossible de connaître la position exacte du nuage détecté, et donc l'altitude à laquelle il se trouve. La majorité des signatures caractéristiques des PMC présentent de nombreuses inhomogénéités (voir les figures 3.16 et 3.8B par exemple). Celles-ci sont dues à la structure horizontale, généralement très irrégulière, de ces nuages. Tous les pics secondaires que l'on peut observer sur ces profils sont dus à la diffusion de la lumière solaire par des cristaux qui ne se trouvent pas au niveau du point tangent, mais sur l'avant ou sur l'arrière de la ligne de visée. C'est pourquoi seule l'altitude du pic le plus haut est considérée ici. Mais il est malgré tout possible que la valeur obtenue soit affectée par la géométrie d'observation. La figure 3.17B est un bon exemple de ce problème. Le premier pic qui a été détecté par l'algorithme est situé à 74,1 km de haut. Cette altitude n'est pourtant pas du tout représentative de l'altitude réelle du nuage. Il est théoriquement extrêmement rare que la formation de particules nuageuses soit possible en dessous de 80 km (Rapp and Thomas, 2006). Toutes les altitudes inférieures à cette valeur sont donc très probablement biaisées par la configuration géométrique. Par conséquent, ces cas, qui représentent 4,3% de l'ensemble des résultats, ne seront en général pas pris en compte par la suite, dans le but de limiter ce problème. La base de données reste tout de même très conséquente, avec un total d'environ 19 400 nuages pour lesquels l'altitude a pu être déterminée de manière plus fiable.

3.6 Calcul de la luminance

Comme pour l'altitude, la détermination de la luminance se base sur les profils verticaux caractéristiques des PMC, isolés du signal total grâce à la méthode 1 décrite précédemment (cf partie 3.4.2). Pour chacun des nuages pour lesquels l'altitude du pic le plus haut a pu être déterminée, la luminance est tout simplement définie comme étant égale à la valeur du signal à ce niveau, comme l'illustre la figure 3.18. Afin d'éviter l'influence des variations qui peuvent apparaître à très petite échelle, le profil est lissé au moyen d'une fenêtre glissante sur 100 points. La luminance peut ainsi être calculée pour les deux photomètres, mais seules les valeurs associées au photomètre 1 (bleu) seront utilisées dans

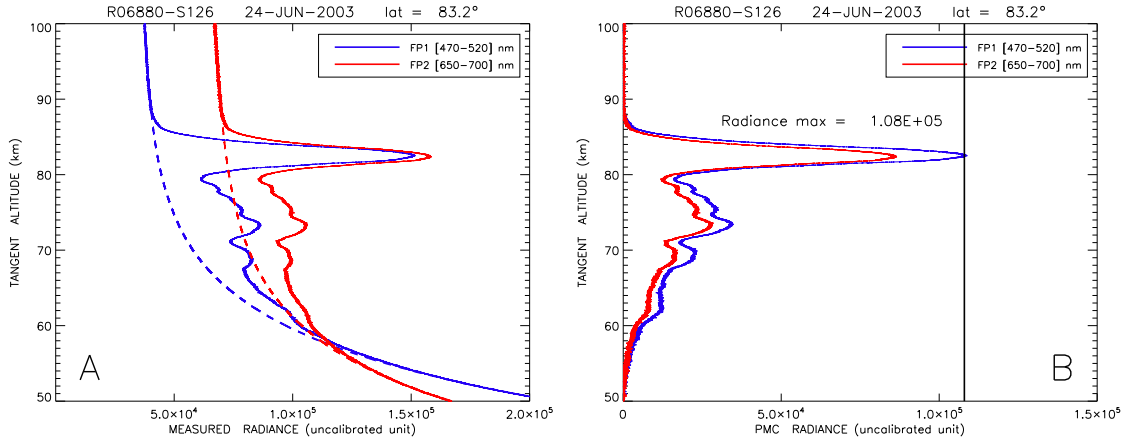


Fig. 3.18 – Illustration de la méthode utilisée pour déterminer la luminance des nuages noctulescents qui ont été détectés. A : Signal mesuré et estimation de l'allure qu'aurait la courbe dans les mêmes conditions en l'absence de nuage (tiretés). B : Contribution du nuage isolée. Sa luminance est définie comme étant égale à la valeur du signal du photomètre 1 (~ 495 nm) à l'altitude tangente du pic le plus haut.

la suite de cette étude, car celui-ci est le plus sensible à la présence d'un PMC. Elle sera donc déterminée pour une longueur d'onde moyenne de 495 nm.

Les valeurs obtenues correspondent à un nombre d'électrons détectés par le capteur CCD pendant la mesure. Il est donc nécessaire de les calibrer, afin que les résultats puissent être exprimés en unité physique. La calibration des spectromètres a été effectuée dans la chaîne de traitement des données, et les coefficients qui en sont issus sont disponibles parmi les produits GOMOS. Par contre, le cas des photomètres est un peu plus compliqué. Leur calibration n'a pas déjà été faite. Il ne suffit donc pas de lire les coefficients correspondants dans les produits, mais il est nécessaire de les calculer. Pour cela, plusieurs méthodes sont possibles. Nous en avons choisi une que nous allons décrire tout de suite.

Dans le cas d'une source étendue, le nombre d'électrons N_{e-} détectés par le capteur est lié à la luminance $L(\lambda)$ de la source par la formule suivante :

$$N_{e-} = Q \cdot \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} T_f(\lambda) L(\lambda) d\lambda \quad (3.24)$$

où $T_f(\lambda)$ est la transmittance du filtre caractéristique du photomètre utilisé. Elle est représentée en fonction de la longueur d'onde sur la figure 3.19. λ_1 et λ_2 sont les deux longueurs d'onde qui délimitent le domaine spectral dans lequel les mesures sont effectuées. Elles sont approximativement égales à 460 et 540 nm, comme on peut le voir sur la figure. Le facteur Q est quant à lui un produit de différents paramètres caractéristiques de l'instrument : $Q = \Delta t \cdot S \cdot \Omega \cdot T_t \cdot q$, où Δt est le temps d'intégration du photomètre ($= 1$ ms), S est la surface collectrice du miroir ($= 155$ cm²), Ω est l'angle solide de réception ($= 0,239 \times 0,671$ mrad $= 0,160 \cdot 10^{-6}$ sr). T_t correspond à la transmittance de

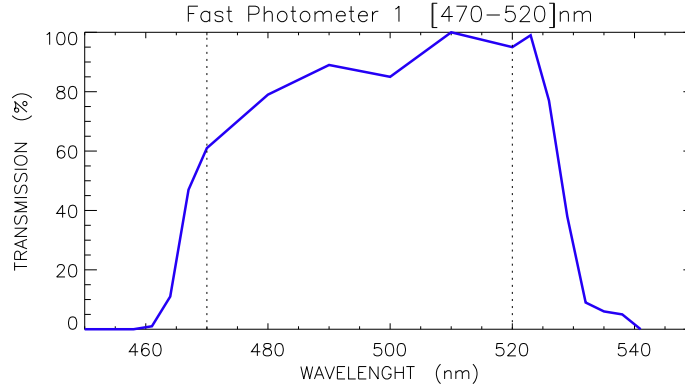


Fig. 3.19 – Transmittance du filtre T_f du photomètre 1 (470-520 nm) en fonction de la longueur d'onde, normalisée à 100%

l'ensemble du système optique (de l'ordre de 0,9) et q est l'efficacité quantique du CCD qui compose le photomètre considéré (de l'ordre de 0,5). D'après les valeurs théoriques indiquées, le coefficient Q devrait être égal à $11,16 \cdot 10^{-9}$ électrons/(photons.s⁻¹.cm⁻².sr⁻¹). Mais il ne s'agit, en particulier pour T_t et q , que d'estimations très approximatives. Leurs valeurs exactes ne sont malheureusement pas connues, et peuvent varier d'un photomètre à l'autre. C'est pourquoi il est nécessaire de déterminer ce facteur expérimentalement.

La méthode de calibration absolue du photomètre 1 est basée sur l'observation d'une source de lumière étendue : la diffusion Rayleigh par les molécules de l'atmosphère. Ce phénomène, déjà décrit précédemment (partie 3.1.2) est parfaitement compris. Il peut donc facilement être modélisé, et servir de référence afin de trouver la valeur de Q . Pour cela, un profil vertical mesuré de jour, lors d'une occultation au cours de laquelle aucun PMC ne se trouvait le long de la ligne de visée, va être utilisé. Il est tout d'abord nécessaire d'isoler la contribution Rayleigh, c'est-à-dire que celles de l'étoile, de la lumière parasite, et du courant d'obscurité doivent être retirées. Ces dernières sont estimées à l'aide d'une régression linéaire du signal mesuré à haute altitude, puis retranchées à l'ensemble du profil. L'altitude seuil qui a été choisie est 95 km, car la densité atmosphérique, et donc la diffusion moléculaire, devient totalement négligeable au-dessus de cette altitude. La formule 3.24 devient alors :

$$Q = \frac{N_{e-}}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} T_f(\lambda) L_{Ray}(\lambda) d\lambda} \quad (3.25)$$

où la luminance $L_{Ray}(\lambda)$ est égale, dans le cas d'un régime optiquement mince, à :

$$L_{Ray}(\lambda) = N_{air} \cdot \frac{P_{Ray}(\Theta)}{4\pi} \cdot \sigma_{Ray}(\lambda) \cdot F_s(\lambda) \quad (3.26)$$

avec N_{air} qui correspond au nombre de molécules d'air rencontrées par le rayon sur sa trajectoire, à l'altitude tangente considérée. F_s est le flux solaire incident (cf formule 3.13). La fonction de phase P_{Ray} et la section efficace σ_{Ray} , caractéristiques de la diffusion Rayleigh, ont été définies par les équations 3.8 et 3.7, respectivement.

Le facteur Q a ainsi été déterminé pour une dizaine de profils, à différentes altitudes comprises entre 50 et 60 km. Les mesures effectuées au-dessus de 60 km ne sont pas utilisées, car l'incertitude due au retrait des autres composantes devient trop importante. De la même manière, les mesures dont l'altitude tangente est inférieure à 50 km ne peuvent être prises en compte, car l'hypothèse d'un régime optiquement mince n'est plus valable et il pourrait y avoir une contamination du signal par la lumière diffusée par les aérosols. De plus, l'hypothèse selon laquelle la lumière de l'étoile est constante, et égale au signal mesuré à haute altitude, n'est valide que jusqu'à un certain niveau, en dessous duquel sa lumière est atténuée par le limbe. Le coefficient Q devrait théoriquement être constant en fonction de l'altitude et d'une occultation à l'autre, mais de légères variations sont en réalité notables. La valeur retenue correspond donc à une moyenne des différents facteurs obtenus (basée sur une soixantaine de mesures) :

$$Q = 5,53.10^{-9} \text{ électrons}/(\text{photons.s}^{-1}.\text{cm}^{-2}.\text{sr}^{-1}) \quad (3.27)$$

avec un écart type égal à $0,66.10^{-9}$ électrons/(photons.s⁻¹.cm⁻².sr⁻¹). La valeur obtenue est bien du même ordre de grandeur que la valeur théorique. Cependant, elle est environ deux fois plus faible. Une telle différence n'est pas étonnante, puisque, comme cela a été mentionné précédemment, les paramètres T_t et q , qui ont été utilisés pour le calcul de $Q_{\text{théorique}}$, ne sont pas réellement connus. Il s'agit d'estimations, apparemment un peu trop optimistes. Le facteur Q a également été calculé dans le cas du photomètre rouge (650-700 nm). Le résultat, égal à $10,85.10^{-9}$ électrons/(photons.s⁻¹.cm⁻².sr⁻¹), est cette fois-ci beaucoup plus proche de la valeur théorique. La différence entre les deux photomètres vient du fait que la transmittance des filtres T_f n'est, elle non plus, pas exactement connue. Les valeurs fournies dans les produits GOMOS (cf figure 3.19), correspondent à des spectres normalisés à 100%. En réalité, la transmittance n'atteint pas des valeurs si élevées, et est apparemment plus importante pour le photomètre bleu que pour le photomètre rouge. De plus, il est également possible que la transmittance de l'ensemble du système optique, T_t , soit différente selon les longueurs d'onde considérées.

Maintenant que le facteur Q est connu, nous allons pouvoir calibrer les valeurs de luminances caractéristiques des nuages mésosphériques observés. La formule 3.24 devient dans ce cas :

$$N_{e^-} = Q \cdot \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} T_f(\lambda) L_{PMC}(\lambda) d\lambda \quad (3.28)$$

La grandeur que nous cherchons à déterminer est la luminance moyenne correspondant à l'intervalle spectral dans lequel sont effectuées les mesures (470-520 nm). Elle peut s'exprimer ainsi :

$$\overline{L_{PMC}}(\lambda_0) = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} T_f(\lambda) L_{PMC}(\lambda) d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} T_f(\lambda) d\lambda} \quad (3.29)$$

où λ_0 est la longueur d'onde moyenne de cet intervalle (= 495 nm). En combinant ces deux équations, on obtient :

$$\overline{L_{PMC}}(\lambda_0) = \frac{N_{e^-}}{Q \cdot \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} T_f(\lambda) d\lambda} \quad (3.30)$$

$\overline{L_{PMC}}(\lambda_0)$ s'exprime alors en $\text{photons.s}^{-1}.\text{cm}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\text{nm}^{-1}$. Cette dernière formule peut être appliquée à chacun des nuages mésosphériques détectés par GOMOS, entre 2002 et 2010.

Maintenant que les photomètres peuvent être calibrés, il est possible de connaître le seuil de détection de l'algorithme mis au point en unité physique, et non plus en terme de χ^2 : il est égal à $4,2.10^9 \text{ photons.s}^{-1}.\text{cm}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\text{nm}^{-1}$. Cette valeur correspond à la luminance maximale du nuage mésosphérique le plus faible détecté par GOMOS (à 495 nm). Le profil associé est représenté sur la figure 3.20.

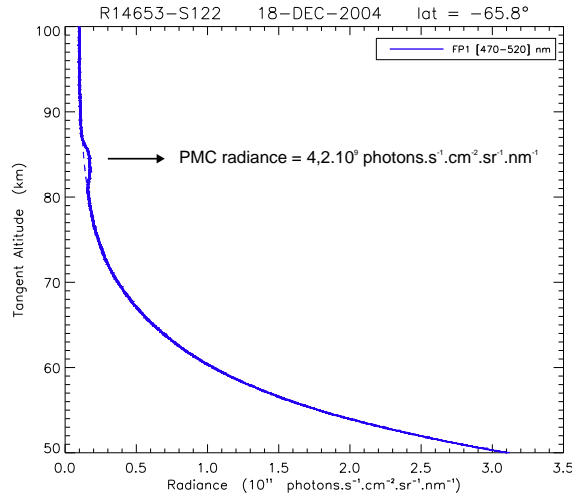


Fig. 3.20 – Profil vertical du nuage mésosphérique polaire le plus faible détecté par GOMOS : sa luminance maximale ($= 4,2.10^9 \text{ photons.s}^{-1}.\text{cm}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\text{nm}^{-1}$) correspond au seuil de détection de l'algorithme mis au point, à 495 nm.

Chapitre 4

Climatologie des nuages mésosphériques polaires

4.1 Bilan général du processus de détection

4.1.1 Récapitulatif de la base de données obtenue

L'algorithme qui permet la détection des nuages mésosphériques polaires à partir des signaux enregistrés par les photomètres de GOMOS a été décrit en détail dans le chapitre précédent. Cet algorithme, ainsi que les méthodes utilisées pour en déduire leurs principales caractéristiques ont été appliqués à toutes les données disponibles jusqu'à présent. On rappelle que cette base de données s'étend de fin août 2002 à fin juillet 2010, et rassemble plus de 300 000 observations, dont plus de 68 000 effectuées l'été dans les régions polaires. Tout au long de ces 8 années, 21 000 nuages noctulescents ont été détectés, répartis sur 8 saisons dans chacun des deux hémisphères.

Ces résultats sont résumés dans le tableau 4.1, qui liste le nombre de nuages détectés, ainsi que les dates des premières et dernières détections pour chacune des saisons. Ce tableau permet de mettre en évidence l'importante différence de la distribution des mesures entre les deux hémisphères. En effet, 71% des PMC détectés sont situés au nord. Comme expliqué précédemment (parties 2.3.2 et 3.2), les observations au nord sont plus nombreuses et plus rapprochées du pôle que celles effectuées au sud, en raison des propriétés orbitales d'ENVISAT et des paramètres de visée de GOMOS. Évidemment, ceci affecte de manière significative le nombre de nuages qui peuvent être observés.

Les dates qui délimitent les saisons dépendent elles aussi de la distribution des observations, comme l'illustre la figure 4.3, sur laquelle les multiples interruptions de l'instrument sont bien visibles (partie haute de la figure). Il apparaît par exemple que le commencement particulièrement tardif des saisons 2005 et 2009 au nord est dû à un problème technique qui a touché GOMOS à ce moment-là. Il en est de même pour la saison 2007/2008 au sud, ainsi que pour la fin prématurée de la saison Nord 2010, qui correspond à la fin de la base de données. On peut remarquer sur la figure 4.3 que l'hémisphère Sud est plus concerné par l'irrégularité de la distribution des mesures que l'hémisphère Nord.

	Season	Number of PMC Observed	First Cloud Observed		Last Cloud Observed	
			Date	Days From Solstice	Date	Days From Solstice
Northern Hemisphere	2003	2142	31/05	-21	26/08	+66
	2004	4429	23/05	-29	29/08	+69
	2005	504	22/06	+1	22/08	+62
	2006	2199	27/05	-25	26/08	+66
	2007	2738	24/05	-28	20/08	+60
	2008	1481	27/05	-25	26/08	+66
	2009	304	20/06	-1	27/08	+67
	2010	1290	27/05	-25	30/07	+39
	Total	15087				
Southern Hemisphere	2002/2003	377	17/11	-34	01/02	+42
	2003/2004	579	05/12	-16	04/02	+45
	2004/2005	673	29/11	-22	24/01	+34
	2005/2006	1022	18/11	-33	15/02	+56
	2006/2007	1035	07/12	-14	20/02	+61
	2007/2008	783	01/01	+11	14/02	+55
	2008/2009	521	08/12	-13	31/01	+41
	2009/2010	982	20/11	-31	15/02	+56
	Total	5972				
Global	Total	21059				

Tab. 4.1 – Tableau récapitulatif de la base de données obtenue : nombre de nuages noctulescents détectés par GOMOS, de fin août 2002 à fin juillet 2010, et dates des premières et dernières détections pour chaque saison. Ces dates limites correspondent à la variabilité intersaisonnière, mais dépendent aussi de la distribution des observations.

Mais, outre ce problème, il existe une réelle variabilité qui affecte les dates de début et de fin d'apparition des PMC d'une saison à l'autre. Si l'on regarde plus en détail le tableau 4.1, on remarque que les dates de fin de saison, ainsi que les dates de début de saison dans l'hémisphère Nord, sont relativement stables, à une dizaine de jours près. Les dates de début de saison dans l'hémisphère Sud sont cependant beaucoup plus variables. Par exemple, les saisons 2002/2003, 2005/2006 et 2009/2010 commencent particulièrement plus tôt que les autres (plus de 30 jours avant le solstice d'été). Ces résultats sont cohérents avec ceux trouvés par Karlsson et al. (2011) avec les instruments à bord du satellite AIM, et également avec les observations faites par Gumbel and Karlsson (2011) avec l'instrument OSIRIS. Selon ces deux études, la date des premières apparitions de nuages mésosphériques dans l'hémisphère Sud est liée à la persistance du vortex polaire (dans le même hémisphère). En effet, comme cela a été expliqué dans le premier chapitre 1 (partie 1.2.2), l'état de la mésosphère est connecté à celui des couches inférieures par des processus de couplage dynamique variés. On parle dans ce cas de couplage intrahémisphérique. L'hiver, la stratosphère est plus calme au sud qu'au nord, en raison de la plus faible activité

des ondes planétaires (du fait de la distribution océans / continents plus régulière). Par conséquent, les puissants vents zonaux qui constituent le vortex polaire sont plus stables, et peuvent parfois persister particulièrement tard dans l'année (jusqu'à quelques dizaines de jours avant le solstice d'été). Ceci peut avoir un effet majeur sur l'environnement des nuages noctulescents. En effet, les vents d'ouest qui forment le vortex empêchent la propagation verticale de la plupart des ondes de gravité dont la vitesse de phase est positive. Celles-ci ne peuvent donc pas atteindre la mésosphère et la force de friction qui résulte de leur déferlement est alors considérablement diminuée. Ceci provoque un affaiblissement de la circulation méridienne dans la mésosphère, et donc d'une augmentation des températures au-dessus du pôle d'été. Les conditions de formation des PMC sont alors atteintes beaucoup plus tardivement. C'est pourquoi un vortex polaire particulièrement persistant dans l'hémisphère Sud pourrait être à l'origine d'un retard significatif de l'apparition de ces nuages. Le fait que le vortex soit moins puissant et moins persistant au Nord explique que les dates de début de saison soient beaucoup plus stables dans cet hémisphère. De telles études prouvent que les nuages mésosphériques polaires peuvent être utilisés comme traceurs des différents processus dynamiques qui interviennent dans toute la moyenne atmosphère.

4.1.2 Cartographie

La base de données ainsi obtenue peut être visualisée par des cartes globales. La figure 4.1 montre l'exemple d'un an de données entre 2003 et 2004. Chaque carte, centrée sur le pôle, représente un hémisphère. Les points rouges indiquent la localisation de toutes les mesures de GOMOS effectuées pendant un mois, et les points bleus correspondent aux événements pour lesquels un PMC a été détecté. La colonne de gauche représente une saison dans l'hémisphère Sud, et celle de droite une saison dans l'hémisphère Nord, la même année. Dans les deux cas, ces cartes permettent la visualisation de l'évolution des nuages tout au long de l'été, de leur apparition autour du pôle jusqu'à leur disparition trois mois plus tard. Les différences dans la fréquence d'échantillonnage, qui se traduisent par des variations de la densité spatiale des symboles rouges, sont également bien visibles sur ces cartes. Comme expliqué précédemment (partie 2.4), la distribution des mesures dépend des propriétés orbitales d'ENVISAT, de la géométrie d'observation de GOMOS, mais aussi de la disponibilité des étoiles cibles. Ceci explique qu'elle soit si variable d'un mois à l'autre, et d'un hémisphère à l'autre. Les mesures sont généralement plus nombreuses à haute latitude, ce qui est très bien adapté à l'étude des nuages noctulescents. La fréquence de détection mensuelle, calculée pour l'ensemble de l'hémisphère considéré, est également indiquée sur la figure 4.1, au-dessus de chaque carte. Ces valeurs sont toujours bien plus élevées au Nord qu'au Sud, du fait des observations plus proches du pôle. La fréquence d'occurrence est la grandeur la plus représentative de l'apparition des nuages mésosphériques. Elle sera calculée de manière plus locale, aussi bien d'un point de vue spatial que temporel, dans la partie suivante.

Ces cartes globales sont très utiles puisqu'elles permettent une bonne première visualisation d'ensemble des résultats, mais elles ne sont pas suffisantes pour pouvoir les interpréter de manière précise.

GOMOS PMC Observations

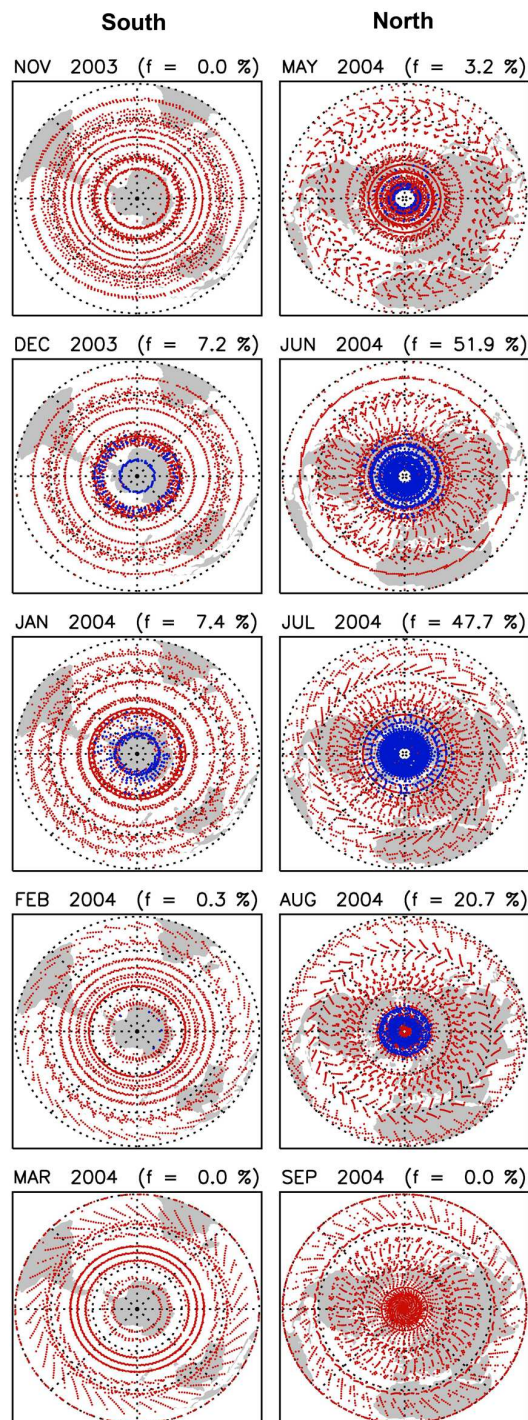


Fig. 4.1 – Cartes représentant deux saisons de nuages noctulescents, en 2003/2004 dans l'hémisphère Sud sur la gauche, et en 2004 dans l'hémisphère Nord sur la droite. Chaque carte correspond à un mois de données. Les symboles rouges représentent toutes les mesures effectuées par GOMOS pendant le mois considéré, tandis que les bleus indiquent la localisation de celles pour lesquelles un PMC a été détecté. Pour chaque carte, la fréquence de détection est également précisée.

4.2 Fréquence d'occurrence

4.2.1 Évolution saisonnière

Le nombre de détections de nuages mésosphériques, reporté dans le tableau 4.1 et sur les cartes 4.1, n'est pas représentatif de l'évolution de ces nuages, puisque, comme nous l'avons expliqué précédemment, la couverture géographique peut être très variable. La fréquence d'occurrence est quant à elle beaucoup plus adaptée à leur étude. Cette grandeur est définie comme étant tout simplement le rapport du nombre de mesures qui ont abouti à la détection d'un PMC sur le nombre total de mesures effectuées, dans la même bande de latitude et pendant une période donnée. Pour son calcul, on suppose en général une symétrie zonale, la longitude n'est donc pas prise en compte.

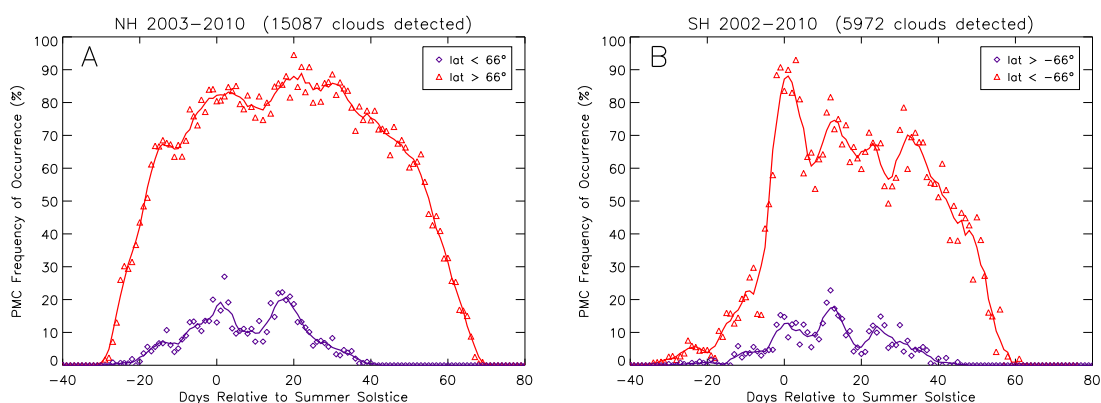


Fig. 4.2 – Évolution saisonnière de la fréquence d'occurrence des PMC, calculée pour chaque jour et moyennée sur toute la période de fonctionnement de GOMOS (2002/2010), pour deux zones de latitude distinctes (triangles rouges : nuages détectés au-dessus du cercle polaire, losanges violets : nuages détectés en dessous du cercle polaire), et pour les deux hémisphères (A : Nord ; B : Sud). Le temps est exprimé en nombre de jours par rapport au solstice d'été. Les courbes ont été lissées par une moyenne glissante sur 5 jours.

La figure 4.2 montre l'évolution saisonnière de cette fréquence, calculée pour chaque jour et moyennée sur toute la période considérée (2002 à 2010). Elle a été représentée pour les deux hémisphères, et pour deux zones de latitude distinctes. Les triangles rouges correspondent à la fréquence d'apparition des nuages détectés au dessus du cercle polaire (environ 66° de latitude), tandis que les losanges violets correspondent à celle des nuages détectés en dessous du cercle polaire. Cette délimitation a été choisie pour assurer une couverture saisonnière suffisante dans les différentes zones considérées. Il est important de garder à l'esprit lors de l'interprétation de ces courbes que, malgré qu'elles soient bien représentatives de l'évolution des nuages noctulescents, elles subissent tout de même une influence de la répartition irrégulière des observations. Par exemple, le fait que la fréquence

retombe à zéro si tôt (autour de 40 jours après le solstice) pour les latitudes inférieures à 66° n'est pas dû au fait qu'il n'y ait plus de nuages qui se forment, mais tout simplement à la couverture géographique. Comme on peut le voir sur la figure suivante (4.3), pendant cette période, quel que soit l'hémisphère, plus aucune mesure n'est effectuée dans la région dans laquelle la formation des PMC est la plus probable (latitude $> 55^\circ$).

La figure 4.3 est une représentation synthétique de l'ensemble de la base de données obtenue. Sur le graphique du haut, toutes les mesures effectuées par GOMOS entre août 2002 et juillet 2010 sont représentées en fonction du temps et de la latitude du point tangent. Le code couleur est le même que celui des cartes précédentes. C'est-à-dire que les observations pour lesquelles un PMC a été détecté le long de la ligne de visée correspondent aux points bleus, et les autres aux points rouges. Comme déjà expliqué dans le chapitre 2 (partie 2.4), un arc représente plusieurs occultations de la même étoile, effectuées lors d'orbites successives. Chacun de ces arcs couvre toutes les longitudes en 24 heures et une gamme de latitudes lentement variables. Ce graphique permet de localiser les nuages mésosphériques d'une manière générale, et de vérifier qu'il apparaissent bien seulement l'été, dans les régions polaires et dans les deux hémisphères. Le graphique du bas représente quant à lui la fréquence de détection de ces nuages, également en fonction du temps et de la latitude, calculée localement avec une résolution de 5° de latitude / 1 jour. Cette figure permet donc de visualiser à la fois la couverture géographique et temporelle, et la fréquence d'apparition des nuages mésosphériques, tout au long des huit années considérées.

Ces deux figures mettent en évidence le fait que la présence des PMC est très localisée, aussi bien dans le temps que dans l'espace. Leur fréquence d'apparition varie extrêmement rapidement. Ils apparaissent en effet dans les régions polaires autour de 30 jours avant le solstice d'été, et se multiplient en quelques jours seulement. Leur présence s'étend rapidement aux plus basses latitudes, jusqu'à environ $50^\circ/55^\circ$. Leur fréquence entre ensuite dans une phase dans laquelle les variations se font à beaucoup plus petite échelle, pour enfin retomber à zéro extrêmement rapidement en fin de saison, entre 60 et 70 jours après le solstice. La figure 4.3 (bas) montre qu'elle atteint systématiquement la valeur de 100%, en milieu de saison, aux latitudes les plus élevées. La variation saisonnière observée par GOMOS est similaire à celle dérivée à partir des autres instruments spatiaux (voir Petelina et al. (2006) par exemple).

4.2.2 Comparaison interhémisphérique

La couverture géographique globale de GOMOS permet la comparaison des deux hémisphères. À première vue, l'allure générale des courbes représentant l'évolution saisonnière de la fréquence d'occurrence des nuages noctulescents semble similaire pour les deux hémisphères. Cependant, on peut tout de même remarquer de nombreuses différences, que nous allons maintenant tenter d'expliquer. Nous allons, dans cette partie, régulièrement nous référer à Bailey et al. (2007), qui ont mené une étude de comparaison interhémisphérique avec SNOE (cf partie 1.3.3). Pour cela, l'instrument a opéré pendant deux saisons dans un mode spécial qui a permis des observations des PMC dans des conditions identiques (angle de diffusion et heure locale) quel que soit l'hémisphère.

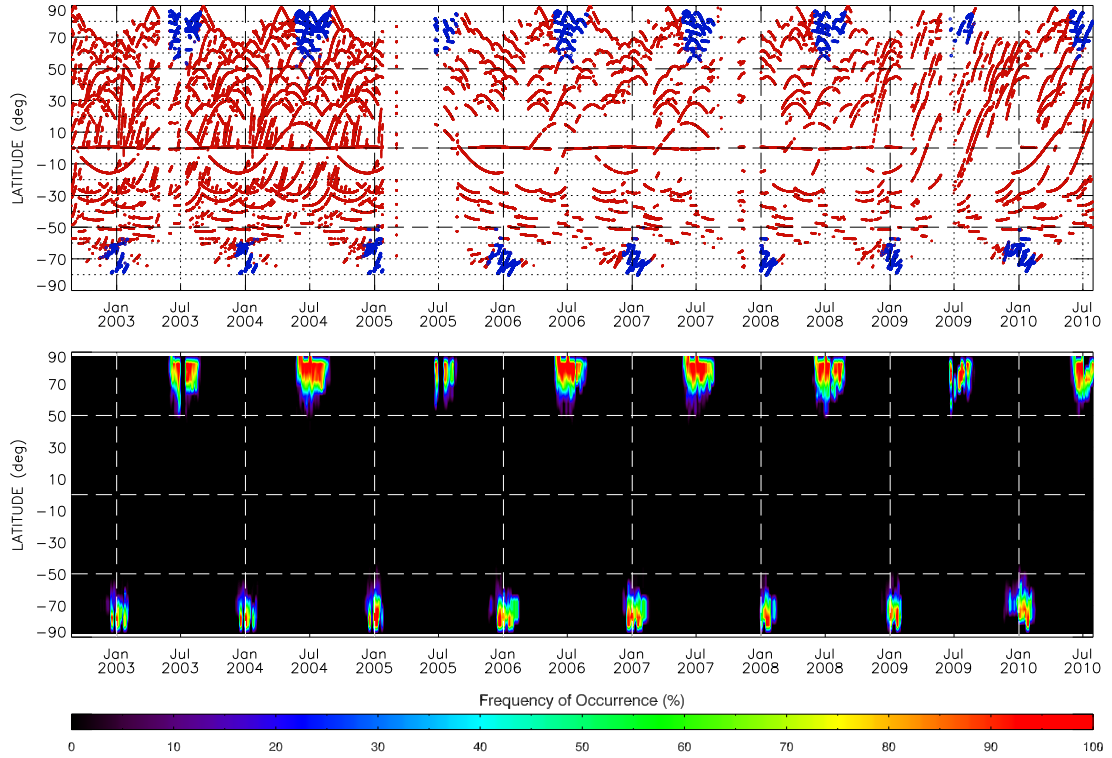


Fig. 4.3 – Représentation synthétique des résultats de l'analyse de l'ensemble des données. Haut : Distribution des observations en fonction du temps et de la latitude. Les points rouges représentent toutes les mesures effectuées par GOMOS, et les points bleus correspondent à celles pour lesquelles un PMC a été détecté. Bas : Fréquence d'occurrence des PMC en fonction du temps et de la latitude, calculée localement avec une résolution de $5^\circ / 1$ jour.

La figure 4.2 montre que les saisons d'apparition des nuages mésosphériques vus par GOMOS ont environ la même durée (~ 100 jours), à quelques jours près, dans les deux hémisphères. Les PMC se forment cependant une dizaine de jours plus tôt dans l'hémisphère Sud, et disparaissent également une dizaine de jours plus tôt. C'est ce que constate aussi Bailey et al. (2007). En ce qui concerne les dates de fin de saison, ceci est cohérent avec les données de Lübken et al. (2004), qui montrent que l'augmentation de température pendant la transition de l'été à l'automne commence approximativement deux semaines plus tôt au-dessus de l'Antarctique qu'au-dessus de l'Arctique. Il existe également des différences dans la variabilité des dates de début de saison entre les deux hémisphères. Mais ce point ayant déjà été traité dans la partie précédente (4.1.1), nous ne reviendrons pas dessus.

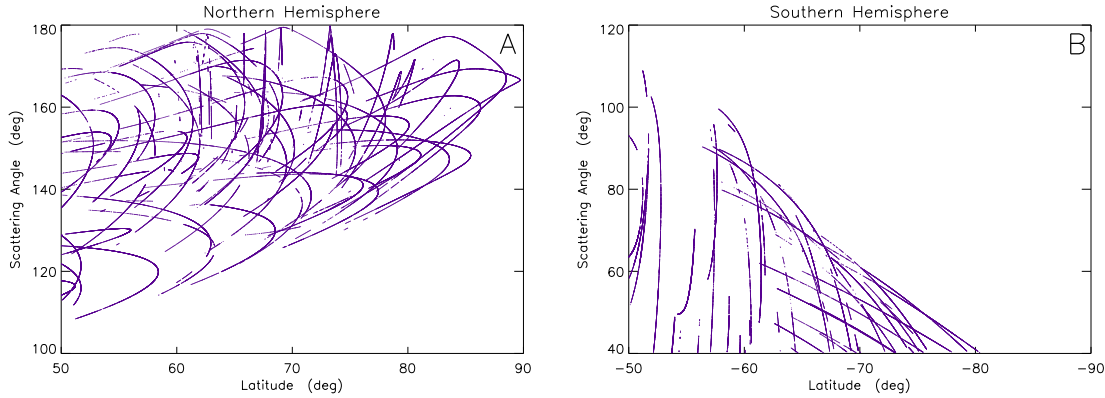


Fig. 4.4 – Angles de diffusion en fonction de la latitude, pour toutes les mesures effectuées par GOMOS à une latitude supérieure à 50° dans les deux hémisphères.

D'autre part, les nuages mésosphériques polaires paraissent beaucoup plus nombreux dans l'hémisphère Nord que dans l'hémisphère Sud. Il n'est pas possible de tirer cette conclusion à partir de la figure 4.2, puisqu'elle représente la fréquence de détection calculée pour des bandes de latitude très larges. Les valeurs peuvent donc fortement être influencées par l'irrégularité de la distribution des observations, et en particulier par le fait que les mesures se rapprochent beaucoup plus du pôle au Nord qu'au Sud. Par contre, si l'on compare les deux hémisphères, à des latitudes équivalentes, sur la figure 4.3 (bas), pour laquelle les calculs ont été fait pour des bandes beaucoup plus étroites (5°), on observe effectivement que la fréquence d'apparition est en moyenne plus élevée au Nord qu'au Sud. Pour une comparaison interhémisphérique, il est important de tenir compte des angles de diffusions auxquels ont été faites les mesures. En effet, comme cela a été expliqué dans le chapitre précédent (partie 3.1.2), ce paramètre peut fortement influencer l'efficacité de diffusion des particules, et donc aussi le seuil de détection. La figure 4.4A montre que les angles de diffusion sont compris entre 110° et 180° dans l'hémisphère Nord, pour les mesures dont la latitude est supérieure à 50° . Il s'agit donc d'une diffusion vers l'arrière. La fonction de phase moyenne, pour des angles compris entre 130° et 180° , intervalle dans lequel se trouvent 90% des mesures, est égale à 1,15. On considère ici la fonction de phase caractéristique de la diffusion de la lumière à 450 nm par une particule sphéroïde (rapport axial = 2) de rayon 40 nm ¹. Cette fonction de phase, bien représentative du cas de l'observation des PMC dans le visible, comme nous allons le voir par la suite, est illustrée par la figure 3.3. Dans l'hémisphère Sud (figure 4.4B), la gamme d'angles est 40° - 110° pour les latitudes inférieures à -50° . Il s'agit donc au contraire d'une diffusion majoritairement vers l'avant. La fonction de phase moyenne, pour des angles compris entre 40° et 80° , intervalle dans lequel se trouvent 90% des mesures, est égale à 1,03. Celle-ci est légèrement plus

¹Comme nous l'avons vu précédemment (partie 3.1.2), la fonction de phase est fortement dépendante du paramètre de taille, et donc de la taille supposée des particules. Or, nous allons voir dans le chapitre 5 que ce paramètre n'est pas encore connu avec précision. Nous le fixons ici à 40 nm , car cette valeur correspond à l'ordre de grandeur des résultats trouvés par la majorité des instruments. Il est important de garder à l'esprit qu'une autre hypothèse pourrait aboutir à une conclusion différente à propos de l'effet de la géométrie d'observation sur l'analyse des données.

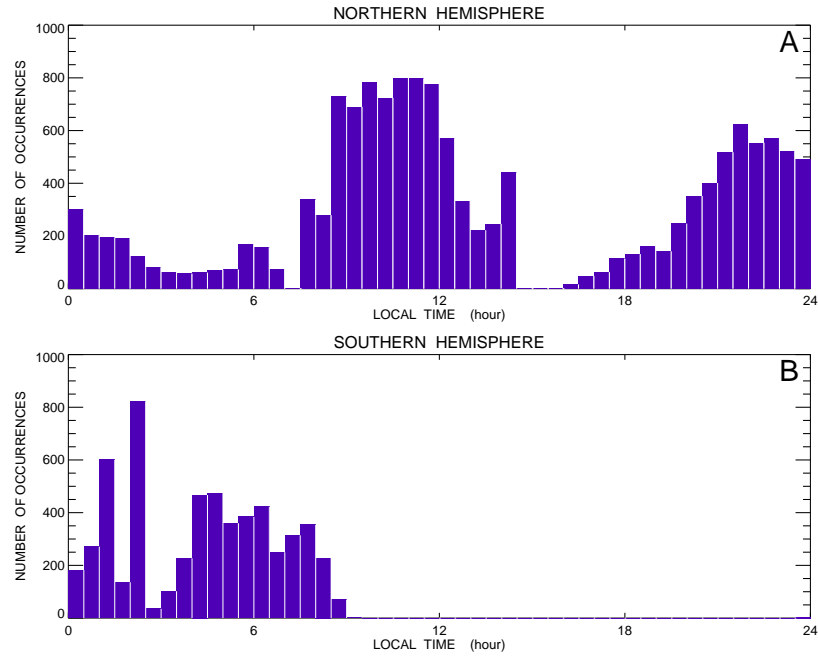


Fig. 4.5 – Distribution du nombre de nuages mésosphériques polaires détectés, en fonction de l'heure locale et pour chacun des deux hémisphères.

faible que dans l'autre hémisphère, ce qui signifie que la diffusion γ est en moyenne un peu moins efficace. Par conséquent, la détection des PMC par GOMOS est légèrement favorisée au Nord. Il se peut donc que ceci soit à l'origine d'une très légère amplification de la différence interhémisphérique.

Il faut également garder à l'esprit qu'une influence de l'heure locale est possible. L'histogramme 4.5 montre en effet que les nuages ne sont pas tous détectés au même moment de la journée. En particulier, la région au-dessus du pôle Sud est observée par GOMOS dans la nuit et tôt le matin (figure 4.5B), période où la fréquence d'apparition des nuages semblerait être la plus importante, d'après les observations effectuées avec le lidar ALOMAR (Fiedler et al., 2011). Les modèles confirment également qu'il s'agit du moment de la journée où la température de la mésopause serait la plus basse (Stevens et al., 2010). La gamme d'heures locales couverte dans l'hémisphère Nord est cependant beaucoup plus large (figure 4.5A). Les mesures sont plus nombreuses en fin de matinée, autour de midi, ainsi que le soir. Toujours d'après Fiedler et al. (2011), ces périodes de la journée seraient moins favorables à la formation des nuages noctulescents. Il est cependant difficile de quantifier cet effet, encore très mal connu. Il n'a encore jamais pu être observé de manière globale jusqu'à maintenant, puisque tous les instruments spatiaux qui regardent ces mystérieux nuages sont embarqués sur des satellites dont l'orbite est héliosynchrone. Ils effectuent donc leurs mesures toujours aux deux mêmes heures locales (une en phase ascendante et l'autre en phase descendante), pour une même latitude. Il faut d'ailleurs noter qu'une couverture en heure locale telle que celle de GOMOS est unique. Cette particularité

est due à la technique de l'occultation stellaire, qui autorise des directions de visée très variées (voir le chapitre 2). Elle peut être un véritable atout, puisqu'elle va permettre par la suite d'étudier l'évolution diurne des différents paramètres nuageux, et ainsi de mieux comprendre ce point important. L'influence de l'heure locale aurait donc tendance à favoriser la détection des nuages noctulescents par GOMOS dans l'hémisphère Sud, et donc à atténuer la différence interhémisphérique. Cet effet est encore difficile à quantifier, mais il est probablement plus important que celui dû à la différence des angles de diffusion entre les deux hémisphères, très faible dans le cas de GOMOS. Ceci aurait tendance à confirmer le fait que les PMC sont plus nombreux au Nord, puisque cette asymétrie est évidente, bien que probablement atténuée par la géométrie d'observation de l'instrument.

Cette constatation est d'ailleurs commune à de nombreux instruments (voir par exemple Wrotny and Russell III (2006), Hervig and Siskind (2006)). Bailey et al. (2007) observent également une différence évidente entre ces deux régions du globe, alors que les conditions d'observation utilisées assurent des angles de diffusion et heures locales identiques. Les modèles confirment eux aussi cette hypothèse (Lübken and Berger, 2007). Cette différence est due au fait que, l'été, la région de la mésopause est plus chaude au-dessus du pôle Sud qu'au-dessus du pôle Nord. Selon une étude menée par Siskind et al. (2003), cet écart de température, de 3 à 8K, a pour cause un effet radiatif direct résultant de l'excentricité de l'orbite terrestre, et de l'orientation de l'axe des pôles. En effet, dans la configuration actuelle, la Terre est plus proche du Soleil en janvier qu'en juillet. Mais l'écart de température est dû aussi et surtout à une asymétrie des phénomènes dynamiques. Les vents zonaux moyens troposphériques et stratosphériques sont en effet différents dans les deux hémisphères, ce qui induit un filtrage des ondes de gravité différent, et donc un forçage au niveau de la mésopause différent.

On peut aussi remarquer que l'extension géographique de la zone de formation des PMC est plus grande au Nord qu'au Sud. En effet, les nuages s'étendent en général jusqu'à environ 50°N, en milieu de saison, alors qu'ils ne descendent que jusqu'à environ 55°S. Ceci a également été observé par Bailey et al. (2007). Cette constatation est cohérente avec le fait que la différence de température entre les deux hémisphères augmente lorsqu'on s'éloigne du pôle (Lübken and Berger, 2007).

Une autre différence interhémisphérique, notable sur la figure 4.2, est la plus grande variabilité de la fréquence d'occurrence dans l'hémisphère Sud. Cette constatation est encore une fois parfaitement cohérente avec les résultats obtenus par Bailey et al. (2007). Ceci est en partie dû à la température plus élevée. L'atmosphère se trouvant alors à la limite des conditions de formation des nuages mésosphériques, leur présence est beaucoup plus sensible aux changements de leur environnement, et par conséquent beaucoup moins stable. Cette différence de variabilité intrasaisonnière peut également être expliquée par des phénomènes de couplage dynamique interhémisphérique. Karlsson et al. (2007) ont en effet prouvé qu'il existe un lien fort entre l'état de la stratosphère de l'hémisphère d'hiver et les propriétés des nuages présents dans la mésosphère de l'hémisphère d'été. L'activité dynamique plus importante des basses couches de l'atmosphère septentrionale est en fait la principale cause de l'importante variabilité de la fréquence d'apparition des PMC ob-

servée au Sud (se référer au chapitre 1, partie 1.2.2 pour une explication plus détaillée des phénomènes dynamiques impliqués).

4.2.3 Variabilité interannuelle

Les figures 4.6 et 4.7 illustrent les variations spatiales et temporelles de la fréquence de détection des nuages mésosphériques polaires, dans l'hémisphère Nord (4.6) et dans l'hémisphère Sud (4.7). Il s'agit en fait d'un agrandissement de chacun des étés représentés sur la figure 4.3 (bas). Les huit saisons observées d'août 2002 à juillet 2010, dans chacun des deux hémisphères, ont toutes été représentées individuellement, en fonction de la latitude et du nombre de jours par rapport au solstice. La fréquence de détection a été calculée pour chaque jour, et pour des bandes de latitude larges de 5° . Une moyenne glissante sur 5 jours a ensuite été appliquée au résultat, dans le but de faire apparaître la variation saisonnière de manière plus nette. Sur ces deux figures, le graphique du bas correspond à la moyenne de l'ensemble des données. Les nombreuses zones grisées représentent les périodes pour lesquelles les données sont manquantes, soit à cause d'un problème technique de l'instrument, soit à cause de difficultés d'accès aux produits de niveau 1, comme expliqué dans le chapitre 3 (partie 3.2). Dans le cas de l'hémisphère Sud, on remarque également une forte irrégularité. Celle-ci est en grande partie due à la distribution très irrégulière des données. En effet, comme on peut le voir sur la figure 4.3 (haut), certaines bandes de latitudes ne sont pas (ou très mal) couvertes dans cette région du globe.

La dépendance en temps et en latitude de l'occurrence des PMC, décrite précédemment, apparaît de manière évidente sur ce genre de représentation également. On peut voir que la saison de formation de ces nuages est approximativement symétrique autour de son maximum. Elle est centrée environ 20 jours après le solstice d'été. La fréquence de détection atteint systématiquement la valeur de 100% en milieu de saison, à haute latitude. On peut, une fois encore, remarquer la forte variabilité intrasaisonnière qui peut être due à des processus atmosphériques variés tels que les ondes planétaires, les ondes de gravité, les phénomènes de marée atmosphérique, ainsi que le couplage dynamique entre les deux hémisphères. De plus, ces figures confirment aussi les différences interhémisphériques mentionnées dans la partie précédente, qui apparaissent ici de manière notable, malgré les irrégularités dues à la couverture géographique des mesures.

Enfin, ces deux figures permettent de mettre en évidence l'importante variabilité interannuelle qui caractérise l'activité des nuages mésosphériques polaires. En effet, quel que soit l'hémisphère considéré, leur fréquence d'apparition peut être très différente d'une année à l'autre. Par exemple, on peut remarquer que, au Nord, la saison 2004 est particulièrement intense et commence tôt. En 2005 en revanche, l'activité paraît plutôt faible (malgré les nombreuses données manquantes pendant cette saison, on peut remarquer que les nuages s'étendent moins vers les basses latitudes que lors des autres saisons). L'été 2007 est quant à lui caractérisé par une diminution de l'activité en milieu de saison, une dizaine de jours après le solstice. En ce qui concerne l'hémisphère Sud, la comparaison d'une année à l'autre est plus difficile étant donnée la forte influence de l'irrégularité de la

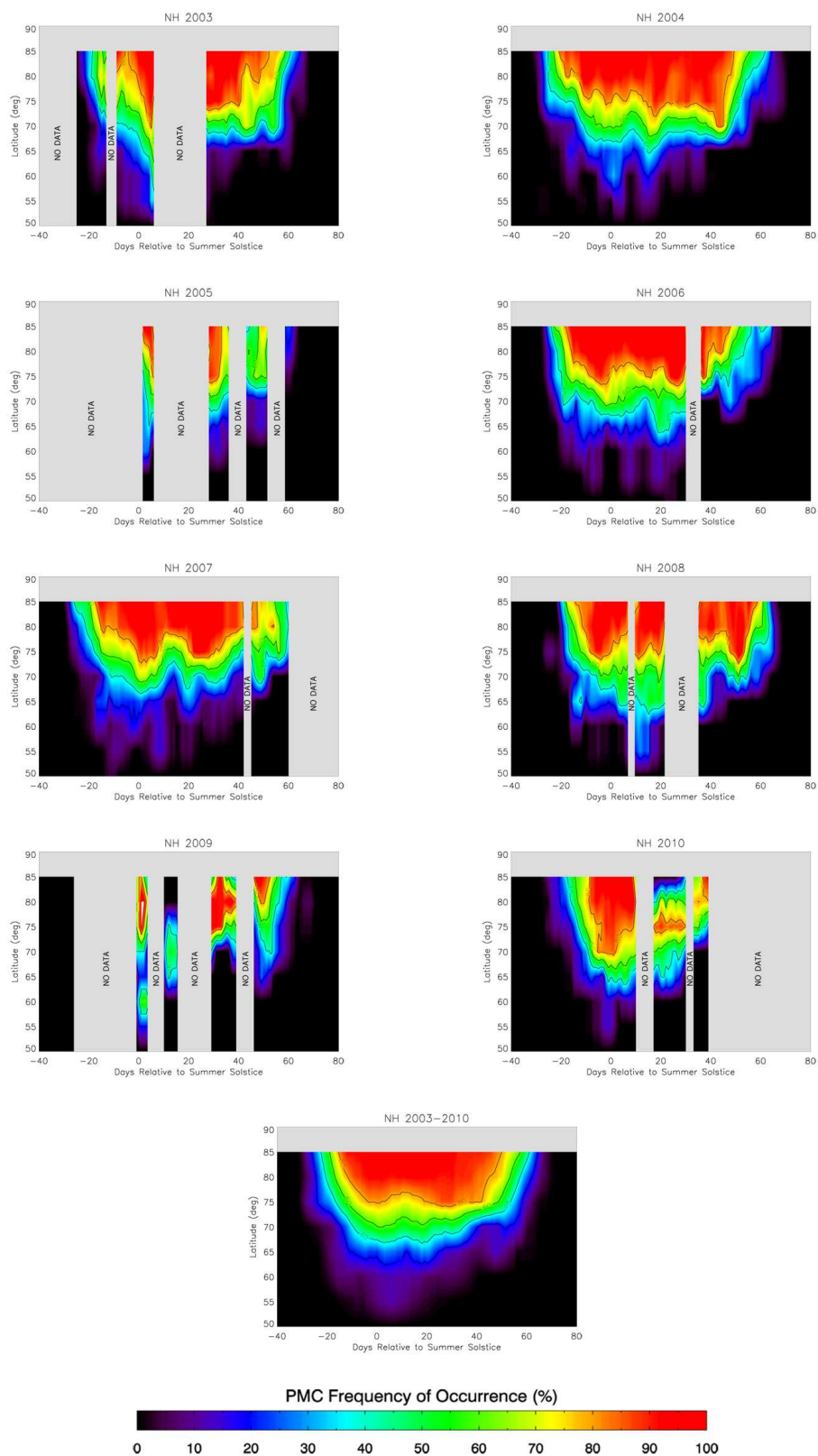


Fig. 4.6 – Fréquence d'occurrence journalière, calculée pour des bandes de latitudes de 5° dans l'hémisphère Nord. Chaque été est représenté pour la période 2003-2010. Le graphique du bas correspond à la moyenne des 8 saisons représentées au-dessus.

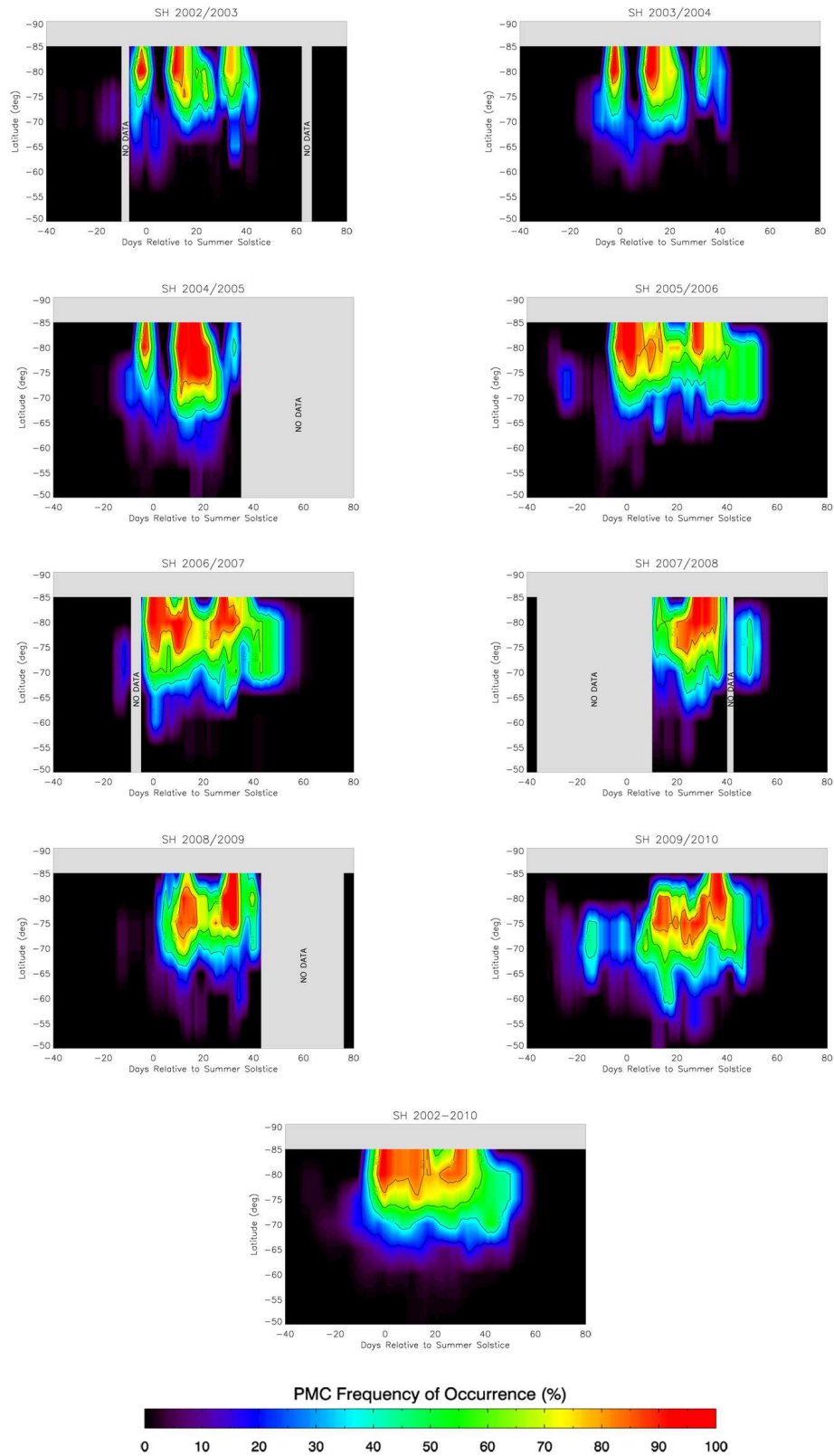


Fig. 4.7 – Fréquence d'occurrence journalière, calculée pour des bandes de latitudes de 5° dans l'hémisphère Sud. Chaque été est représenté pour la période 2002-2010. Le graphique du bas correspond à la moyenne des 8 saisons représentées au-dessus.

distribution des mesures. On peut tout de même remarquer que la saison 2005/2006 est particulièrement étendue dans le temps. Quant à la saison 2004/2005, elle présente une fin précoce, mais il s'agit ici d'un cas particulier qui sera expliqué plus en détail dans la partie suivante. Toutes ces constatations peuvent également être faites en analysant les résultats obtenus par d'autres instruments (SCIAMACHY par exemple, d'après Robert et al. (2009)), et ont même été reproduites par des modèles (LIMA par exemple, d'après Lübken et al. (2009)). Cela prouve bien qu'il ne s'agit pas de biais dû aux possibles variations des conditions d'observation, mais bien d'une réelle variabilité d'une année à l'autre.

Karlsson et al. (2007) ont montré que ces importantes variations interannuelles peuvent être, elles aussi, expliquées par le processus de couplage interhémisphérique. Comme cela a été mentionné dans la partie 1.2.2, la formation des PMC dans la mésosphère d'été est rendue possible par des températures extrêmement basses, en raison du couplage dynamique qui existe entre les deux hémisphères. Dans leur étude, Karlsson et al. (2007) ont utilisé les propriétés des PMC déduites des mesures de l'instrument OSIRIS comme indicateur de l'état moyen de la région de la mésopause d'été. De la même façon, les températures stratosphériques, fournies par ECMWF pour l'hémisphère d'hiver, ont été utilisées comme un indicateur de la circulation à grande échelle dans la moyenne atmosphère. Les résultats de cette étude montrent que la variabilité des propriétés nuageuses d'une année à l'autre est liée à l'activité des ondes planétaires dans l'hémisphère d'hiver, c'est-à-dire dans l'hémisphère opposé à celui dans lequel les nuages noctulescents sont effectivement observés. Il est conseillé de se référer à Karlsson et al. (2009) pour plus de détails. Cette deuxième étude, menée à l'aide d'un modèle de la moyenne atmosphère (CMAM), s'intéresse plus précisément aux phénomènes dynamiques responsables de ce couplage. Elle a permis de confirmer l'influence décisive qu'ont les ondes planétaires se propageant dans l'hémisphère d'hiver, sur la température de la mésopause dans l'autre hémisphère.

Il est important de garder ces variations interannuelles à l'esprit, puisqu'elles peuvent avoir un impact important sur les moyennes annuelles, qui seront calculées dans la partie 4.5 afin d'étudier l'évolution à long terme des propriétés nuageuses.

4.2.4 Influence des événements à protons solaires

Une éruption solaire est un événement primordial de l'activité du Soleil. Elle se produit à la surface de la photosphère² et est associée à la projection de matière ionisée jusqu'à des centaines de milliers de kilomètres d'altitude. Elle est provoquée par une accumulation d'énergie magnétique dans des zones de champs magnétiques puissants. Une éruption peut durer de quelques secondes à plusieurs heures selon son intensité. Pendant ces éruptions, des protons très énergétiques, atteignant plusieurs centaines de MeV, peuvent être éjectés dans l'espace interplanétaire. C'est ce que l'on appelle des événements à protons, plus connus sous leur appellation anglaise *Solar Proton Events* (SPE). Ces protons peuvent alors atteindre la haute et moyenne atmosphère terrestre, en particulier dans les régions polaires, du fait de la configuration du champ magnétique.

²Le terme *photosphère* désigne la couche de gaz qui constitue la surface visible d'une étoile.

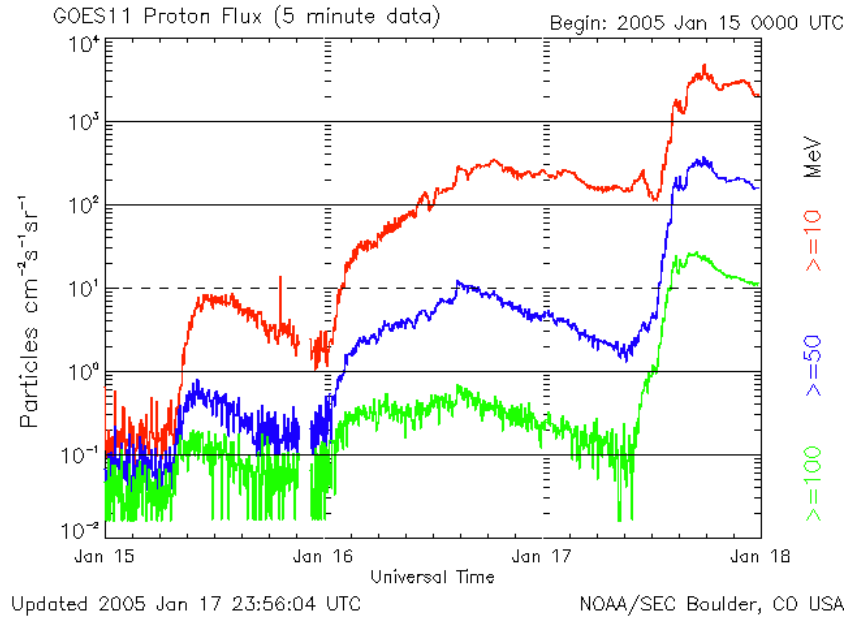


Fig. 4.8 – Flux de protons mesuré par le satellite GOES-11 autour du 16 janvier 2005. (Space Weather Prediction Center / NOAA)

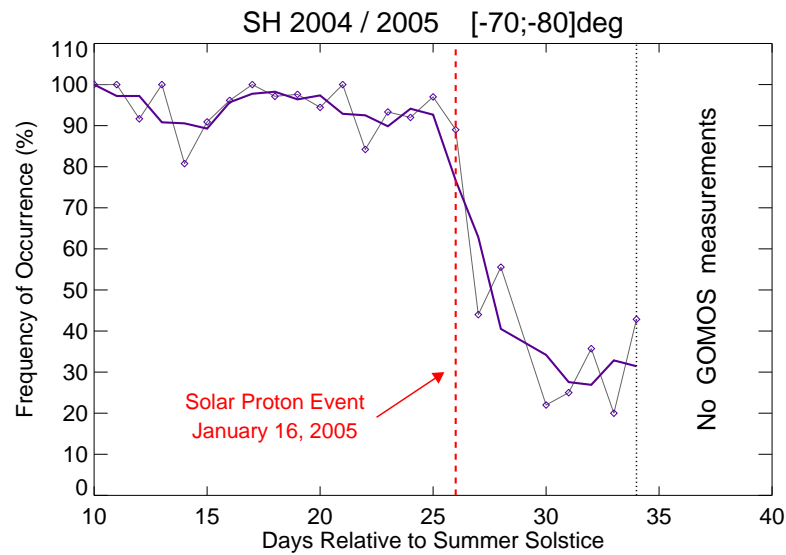


Fig. 4.9 – Réponse de la fréquence d'apparition des nuages noctulescents entre -70° et -80° de latitude à l'événement à protons qui a eu lieu le 16 janvier 2005. Chaque symbole correspond à une moyenne zonale journalière. La ligne violette a été obtenue par application d'une moyenne glissante sur 3 jours.

Mi-janvier 2005, une série de plusieurs éruptions solaires très violentes a eu lieu. Ces éruptions ont provoqué un événement à protons particulièrement puissant. Comme le montre la figure 4.8, le flux de protons qui arrivent sur Terre a augmenté au cours de la journée du 15 janvier, puis s'est nettement intensifié le 16 janvier. Cet événement a ainsi duré pendant 9 jours. La figure 4.9 montre que, ce même jour (correspondant à 26 jours après le solstice d'été), un changement brusque de la fréquence d'apparition des PMC a été observé dans l'hémisphère Sud. On peut en effet voir que la fréquence calculée entre 70 et 80 degrés de latitude chute très rapidement, passant alors d'une valeur peu variable d'environ 95% à un taux beaucoup plus faible d'environ 30%, et cela en seulement quelques jours. Cette décroissance précoce et brutale du taux d'occurrence a également été observée par SCIAMACHY, lui aussi à bord du satellite ENVISAT. L'étude menée par Von Savigny et al. (2007b) à ce sujet a montré qu'il s'agissait d'une conséquence possible de l'événement à protons du 16 janvier. Les observations des deux instruments sont très similaires. Pour la même bande de latitude ($[70,80]^\circ\text{S}$), la décroissance est observée en même temps. Cependant, les fréquences obtenues par GOMOS sont plus élevées d'environ 10%, que ce soit avant ou après l'événement. Ces différences peuvent s'expliquer par le fait que la méthode d'observation n'est pas la même pour les deux instruments. En effet, SCIAMACHY est orienté dans la direction opposée à celle de GOMOS. Il observe le pôle Sud avec des angles de diffusion élevés. De plus, il détecte les PMC dans l'UV. La fonction de phase étant très asymétrique dans ce domaine spectral, la diffusion de la lumière par les cristaux de glace y est beaucoup moins efficace dans le cas d'une diffusion vers l'arrière. Il paraît donc logique que, dans cette configuration, SCIAMACHY détecte moins de nuages. D'autre part, GOMOS ayant subi un problème technique le 24 janvier 2005 (34 jours après le solstice), ses données ne permettent pas de vérifier l'évolution du taux d'occurrence jusqu'à la fin de la saison. D'après SCIAMACHY, la fréquence entre 70 et 80°S ne ré-augmente pas après cet événement, alors qu'à plus haute latitude, entre 80 et 90°S, les nuages parviennent à se reformer une quinzaine de jours plus tard.

Von Savigny et al. (2007b) montrent que cette soudaine disparition des PMC est associée à un taux d'ionisation particulièrement fort dans la mésosphère, ainsi qu'à des températures inhabituellement élevées. Les mécanismes responsables pourraient être un chauffage de la basse thermosphère et de la mésopause par effet Joule, ou encore un chauffage direct des particules dû aux collisions avec les protons hautement énergétiques. D'autre part, les événements à protons sont également à l'origine d'une diminution de l'ozone mésosphérique, comme observé par GOMOS (Seppälä et al., 2006). Cette perte d'O₃, et donc le refroidissement associé, sont négligeables au-dessus de 80 km. Sa destruction catalytique est cependant significative à plus basse altitude. En résulte alors une diminution des vents verticaux, par l'intermédiaire d'une modification du filtrage des ondes de gravité, et donc également une diminution du refroidissement adiabatique associé. Par conséquent, il s'agit d'une autre cause possible de la hausse de température observée dans la région de formation des PMC. Une étude plus approfondie a ensuite été menée à partir d'un modèle de circulation générale, afin d'arriver à une meilleure compréhension des mécanismes impliqués (Becker and Von Savigny, 2010). Les résultats obtenus ont alors révélé que la troisième hypothèse était l'explication la plus probable au phénomène observé.

4.2.5 Commentaires sur la dépendance zonale

Bien que la plupart du temps, la fréquence d'occurrence ainsi que les autres propriétés des nuages noctulescents soient étudiées à partir de moyennes zonales, il peut également être intéressant de regarder leur variation en fonction de la longitude, pour une bande de latitude fixée. Ce point n'ayant pas été traité avec les données de GOMOS, il sera abordé très brièvement ici, par simple souci d'exhaustivité.

La dépendance en longitude du taux d'apparition des PMC peut par exemple permettre d'observer des phénomènes tels le forçage par les ondes de gravité. Une étude récente menée par Chandran et al. (2010), basée sur les données de l'instrument CIPS à bord du satellite AIM, a montré qu'il existe une forte corrélation entre l'activité des ondes de gravité et les perturbations thermiques dans la mésosphère, ainsi qu'une anticorrélation claire avec la fréquence d'occurrence des PMC. Ceci supporterait l'idée selon laquelle ces ondes seraient à l'origine d'un réchauffement local de l'atmosphère, et donc de la sublimation des cristaux de glace qui forment les nuages. Cette constatation a été faite dans chacun des deux hémisphères. Cette étude a également révélé que, bien que l'amplitude du forçage puisse changer d'une année à l'autre, les régions de faible et haute activité ondulatoire persistent. Ces résultats confirment donc que les ondes de gravité peuvent être à l'origine d'une variabilité longitudinale de la fréquence d'apparition des PMC.

Les ondes de gravité ne sont pas les seules ondes qui peuvent influencer la formation des nuages mésosphériques, les ondes planétaires jouent elles aussi un rôle important, en particulier celles dont la période est de 5 jours. En effet, leur signature a clairement été identifiée en analysant la variation zonale de la fréquence d'occurrence des PMC, qu'elle ait été obtenue à partir de données satellite (Von Savigny et al., 2007a), ou même à partir de données fournies par un réseau d'observateurs au sol (Kirkwood and Stebel, 2003). Cette même dépendance a également été observée pour la luminance des nuages mésosphériques (Merkel et al., 2003). Ces ondes modulent le champ de température autour du globe, avec une amplitude de l'ordre de 3K. Les nuages noctulescents étant extrêmement sensibles aux changements subis par leur environnement, elles influencent donc aussi leurs propriétés. Le principal mécanisme à l'origine de ces ondes planétaires est la convection humide dans la troposphère (Miyoshi and Hirooka, 1999). Garcia et al. (2005) ont montré qu'une génération in-situ dans la région de la mésopause d'été, provoquée par des instabilités baroclines, était également possible.

4.3 Altitude

4.3.1 Altitude moyenne et comparaison interhémisphérique

Les histogrammes représentés sur la figure 4.10 illustrent la distribution des valeurs d'altitude obtenues comme décrit dans le chapitre précédent (partie 3.5), pour chacun des deux hémisphères. Il est important de garder à l'esprit que les valeurs considérées ici

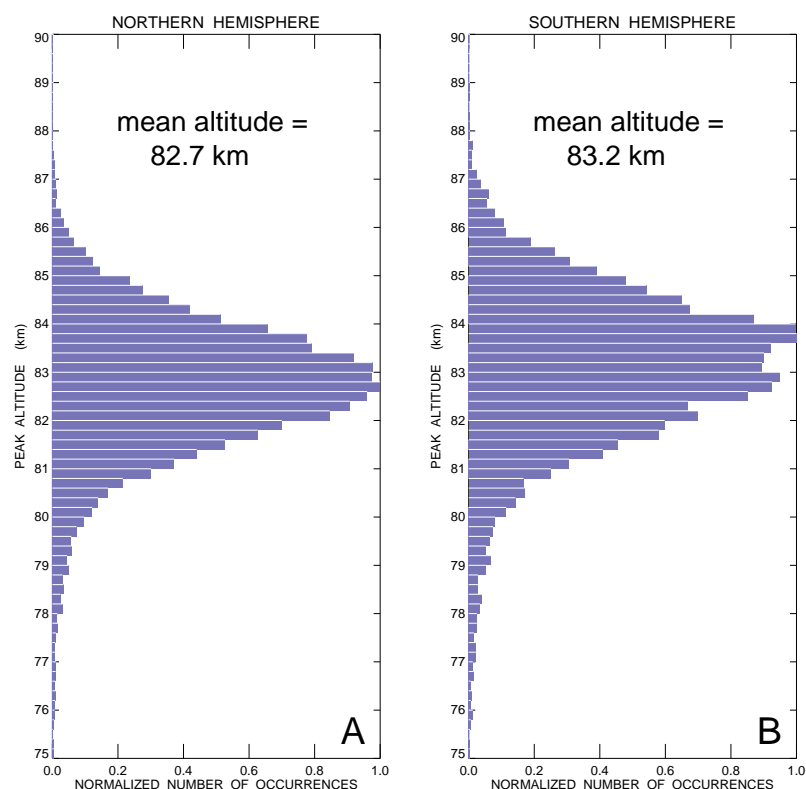


Fig. 4.10 – Distribution des valeurs d’altitude obtenues pour chaque hémisphère.

proviennent d’observations du limbe. Elles correspondent donc à des altitudes tangentes, définies à partir des profils d’intensité lumineuse diffusée par les nuages, intégrée tout le long de la ligne de visée. Il est très intéressant de comparer les valeurs d’altitudes trouvées par les différents instruments qui observent les nuages mésosphériques. Cependant, lors de l’interprétation de ces résultats, il faut garder à l’esprit que chacun de ces instruments a généralement une définition différente de l’altitude selon la méthode de mesure qu’il utilise.

La figure 4.10 montre que les valeurs obtenues sont réparties suivant une distribution d’allure gaussienne. Plus de 95% d’entre elles sont comprises entre 80 et 86 km. On peut également remarquer qu’un nombre non négligeable de nuages (4,3%) a été détecté à des altitudes inférieures à 80 km. Il est pourtant théoriquement extrêmement rare que le rapport de saturation atteigne la valeur de 1 et donc que la formation de particules de glace soit possible en dessous de cette altitude (Rapp and Thomas, 2006). C’est pourquoi les nuages concernés, qui sont très probablement biaisés par la configuration d’observation, ne seront en général pas pris en compte par la suite (voir la partie 3.5 pour de plus amples explications à propos de ce problème).

La valeur moyenne obtenue pour l'hémisphère Nord est 82,7 km. Elle est inférieure à celle obtenue pour l'hémisphère Sud, qui est de 83,2 km. En raison du grand nombre de mesures considérées, l'erreur sur la moyenne³ est négligeable (< 1 m). Ces résultats sont plutôt cohérents avec les valeurs trouvées par les autres instruments qui participent à l'étude de ces mêmes nuages. HALOE par exemple, qui effectuait des mesures par occultation solaire, trouve une moyenne de 83,3 km au Nord et de 84,2 km au Sud (Wrotny and Russell III, 2006). L'analyse des données fournies par SNOE a abouti à une valeur de 83,0 km au Nord et de 84,3 km au Sud (Bailey et al., 2007). En ce qui concerne les études menées par lidar, Lübken et al. (2008) ont obtenu une moyenne de 83,3 km à 69°N avec le lidar ALOMAR, et Chu et al. (2006) ont observé des nuages situés à 84,1 km d'altitude en moyenne à Rothera (Antarctique, 67,5°S). Il existe des écarts, pour un même hémisphère, principalement dûs au fait que l'altitude du nuage est définie différemment selon le mode de mesure de l'instrument. De plus, on remarque que les valeurs obtenues d'après les données de GOMOS sont légèrement plus faibles que les autres. Ceci est probablement lié au fait qu'il s'agit d'altitudes tangentées, et non d'altitudes réelles, comme décrit précédemment. Le biais dû à la possible détection de nuages qui ne sont pas situés au niveau du point tangent peut également être à l'origine de cette légère sous-estimation. L'instrument OSIRIS, qui permet l'étude des PMC à partir d'observations du limbe, détermine l'altitude des nuages de manière très similaire à GOMOS. Une analyse de ces données par Petelina et al. (2006) a abouti aux valeurs 82,3 km pour l'hémisphère Nord et 83,4 km pour l'hémisphère Sud. Ces altitudes moyennes sont très similaires à celles issues de GOMOS.

Il est donc difficile de comparer ces résultats de manière quantitative. Mais, quoi qu'il en soit, on peut constater que tous les instruments s'accordent sur le fait que les nuages mésosphériques polaires se forment à plus haute altitude au Sud qu'au Nord. Les modèles vérifient eux aussi cette différence entre les deux hémisphères (Siskind et al., 2005). Ceci s'explique par le fait que, comme expliqué dans la partie 4.2.2, la région de la mésopause d'été est plus chaude au Sud qu'au Nord (Hervig and Siskind, 2006). Par conséquent, la température nécessaire à la saturation de l'air y est atteinte à des altitudes plus élevées. Les particules nuageuses s'y forment donc plus haut. On remarque cependant que la différence d'altitude observée par GOMOS est seulement de 500 mètres, alors qu'elle est plutôt de l'ordre de 1 km pour les autres instruments. Les deux histogrammes 4.10 montrent aussi que la distribution des valeurs est plus large au Sud. Cette constatation est cohérente avec la variabilité thermique plus importante observée dans cet hémisphère. D'autre part, on peut constater que la répartition des valeurs obtenues pour l'hémisphère Sud semble présenter une allure bimodale. En effet, un deuxième maximum apparaît à environ 82,8 km, 1 km plus bas que le maximum principal. Ceci peut peut-être s'expliquer par l'évolution saisonnière de l'altitude caractéristique de cet hémisphère. Comme cela va être vu dans la partie suivante (cf figure 4.11), un palier est atteint autour de cette altitude, approximativement entre 25 et 40 jours après le solstice d'été, période où le nombre de détections est encore très conséquent (cf figure 4.2).

³L'erreur standard sur la moyenne, également appelée erreur statistique, est définie comme étant égale à l'écart-type caractéristique de l'échantillon considéré, divisé par la racine carrée du nombre d'éléments compris dans cet échantillon. Elle indique la confiance qui peut être accordée à la moyenne obtenue par rapport à la valeur de l'espérance mathématique de l'échantillon.

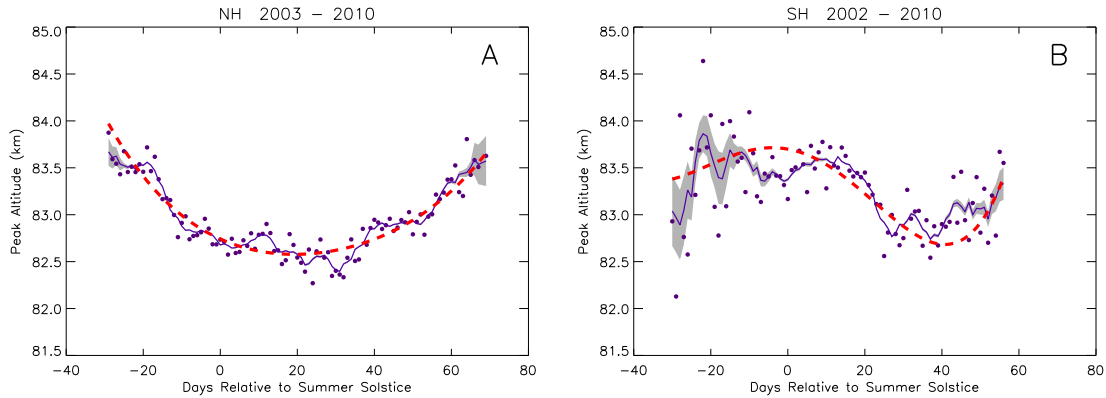


Fig. 4.11 – Variation saisonnière de l’altitude des nuages noctulescents pour chacun des deux hémisphères (A : Nord et B : Sud). Chaque point correspond à une moyenne journalière, prenant en compte les nuages détectés durant toute la période étudiée (2002/2010). La courbe violette a été obtenue par une moyenne glissante sur 5 jours. La zone grisée illustre l’erreur sur la moyenne associée, et la courbe rouge pointillée correspond quant à elle à une régression polynomiale de degré 4.

4.3.2 Évolution saisonnière

L’évolution de l’altitude des nuages noctulescents au cours de la saison est représentée sur la figure 4.11. Chaque point correspond à une moyenne journalière, calculée en prenant en compte tous les nuages détectés pendant la période étudiée (de 2002 à 2010). La courbe violette a été obtenue par une moyenne glissante sur 5 jours. La zone grisée illustre l’erreur sur la moyenne associée, également lissée sur 5 jours. La courbe rouge pointillée illustre quant à elle la régression polynomiale représentant le mieux l’allure générale de la variation saisonnière. On peut voir que, dans l’hémisphère Nord (4.11A), les nuages commencent à se former à presque 84 km en début de saison. Leur altitude décroît ensuite pendant une cinquantaine de jours, jusqu’à atteindre environ 1,5 km de moins en moyenne. Ceci est tout simplement dû au fait que le minimum de température est atteint en milieu de saison. C’est donc à ce moment-là que le rapport de saturation est le plus élevé. Enfin, l’altitude moyenne réaugmente. La valeur atteinte en fin de saison est légèrement plus faible que celle atteinte en début de saison. Les erreurs sont la plupart du temps négligeables en raison du très grand nombre de mesures prises en compte.

En revanche, l’altitude des nuages mésosphériques n’évolue pas exactement de la même façon dans l’hémisphère Sud (4.11B). Comme nous l’avons déjà constaté dans la partie 4.2.1, la saison a lieu plus tôt. Les PMC commencent par se former autour de 83 km. Ce début de saison est caractérisé par une erreur relativement importante, en partie due au faible nombre de détections. Mais cela illustre aussi une réelle variabilité géophysique. En effet, dans l’hémisphère Sud, quelques dizaines de jours avant le solstice d’été, la région de la mésopause est au bord des conditions de saturation. La formation des particules

nuageuses est donc d'autant plus sensible à la variabilité thermique, relativement importante dans cet hémisphère. Le fait que les mesures de GOMOS n'atteignent jamais les plus hautes latitudes pendant cette période (cf figures 4.3 (bas) et 4.7) pourrait également expliquer les altitudes relativement basses observées. En effet, comme on va le voir dans la partie suivante, l'altitude de formation des nuages mésosphériques augmente en direction du pôle. Passée cette période d'instabilité, l'altitude moyenne diminue pour atteindre un minimum compris entre 82,5 et 83 km, 30 à 40 jours après le solstice d'été. Enfin, la fin de saison est caractérisée par un net accroissement qui ramène l'altitude moyenne à une valeur proche de sa valeur initiale. On observe une plus grande variabilité générale, cohérente avec ce qui a été dit dans la partie 4.2.2. Comme nous l'avons vu, la fréquence d'occurrence des PMC est beaucoup moins stable au Sud qu'au Nord, en raison de la température plus élevée de la mésosphère, mais aussi de l'activité dynamique plus variable au Nord, par l'intermédiaire des phénomènes de couplage interhémisphérique (cf page 118). Ceci n'est pas seulement vrai dans le cas de la fréquence, mais c'est une caractéristique qui se retrouve pour toutes les propriétés des nuages mésosphériques.

La variation de l'altitude des nuages noctulescents au cours de la saison a été étudiée à l'aide de différents instruments et modèles. Les résultats obtenus sont en général très cohérents avec ceux de GOMOS. Bailey et al. (2005) présentent par exemple l'analyse des données de l'instrument SNOE, qui a regardé les PMC depuis l'espace pendant 5 ans. L'allure générale des variations saisonnières est similaire à celle présentée sur la figure 4.11. Une plus grande variabilité est également observée dans l'hémisphère Sud, en particulier en début de saison, et le minimum y est aussi atteint plus tardivement dans la saison. D'autre part, Chu et al. (2006) ont observé, d'après les données fournies par un lidar positionné en Antarctique, une variation saisonnière extrêmement similaire aux observations de GOMOS dans l'hémisphère Sud, avec une très légère augmentation en début de saison. Enfin, les modèles reproduisent ces résultats de manière très satisfaisante. Par exemple, LIMA (*Leibniz Institute Middle Atmosphere Model*) est un modèle 3D de circulation générale qui couvre la gamme d'altitudes 0-150 km. Lübken and Berger (2007) montrent que ce modèle retrouve bien lui aussi une variation saisonnière identique à celle qui a été déduite des différents instruments.

4.3.3 Variation méridienne

La figure 4.12 illustre la variation méridienne de l'altitude des nuages mésosphériques polaires détectés, pour les deux hémisphères. Chaque point correspond à une valeur moyenne calculée pour un intervalle de 1° de latitude. Les barres verticales représentent l'erreur sur la moyenne, calculée pour chacun des points. On peut remarquer que, pour la plupart des cas, cette erreur est négligeable. La droite rouge pointillée a été quant à elle obtenue par une régression linéaire, pour laquelle un poids a été affecté à chaque point selon l'erreur qui lui est associée. Ces graphiques mettent en évidence que, plus les nuages sont proches du pôle, plus ils se forment à haute altitude. On observe une pente de $37 \pm 5 \text{ m}/^\circ$ dans l'hémisphère Nord. Dans l'hémisphère Sud, l'augmentation est moins marquée, avec une pente de $30 \pm 15 \text{ m}/^\circ$. Cependant, ce résultat n'est pas réellement statistiquement

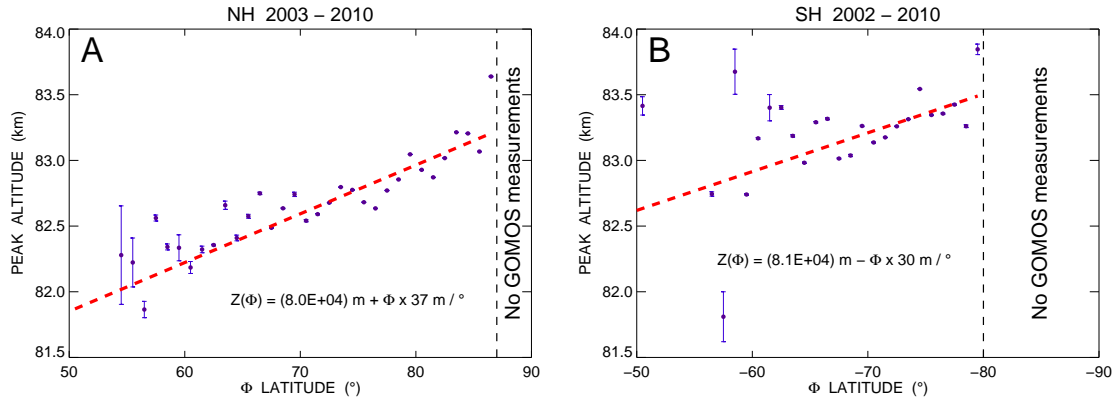


Fig. 4.12 – Variation méridienne de l’altitude des nuages noctulescents pour chacun des deux hémisphères (A : Nord et B : Sud). Chaque point correspond à une moyenne calculée pour un intervalle de 1° de latitude, prenant en compte les nuages détectés durant toute la période étudiée (2002/2010). Les barres verticales illustrent l’erreur sur la moyenne, calculée pour chacun des points, et la droite rouge pointillée correspond à une régression linéaire.

significatif étant donné l’importante dispersion des données. Sur les deux figures, on peut remarquer que le point le plus haut en latitude correspond à une altitude particulièrement élevée. Ceci s’explique par le fait que, contrairement aux autres points qui représentent la moyenne de nombreuses mesures obtenues par l’occultation de différentes étoiles, ces deux points correspondent à une seule et même étoile cible. Dans l’hémisphère Nord, seule l’étoile dont l’index dans le catalogue GOMOS est le numéro 120 permet les observations à une latitude supérieure à 86° durant l’été. Or, comme on peut le voir sur la figure 2.11 (chapitre 2), cette étoile est disponible aux latitudes les plus hautes seulement début juin (environ 20 jours avant le solstice d’été). La figure 4.11A montre que, à cette période de la saison, l’altitude des nuages est supérieure à l’altitude moyenne. Cela explique donc pourquoi ce point est décalé vers le haut. Il en est de même pour l’hémisphère Sud. Durant l’été, seule l’étoile numéro 126 permet des mesures à une latitude inférieure à -80°, et cette étoile n’est disponible dans le champ de vue de GOMOS que pendant quelques jours début janvier (une dizaine de jours après le solstice). La figure 4.11B montre que, ici encore, ces dates correspondent à une période de la saison où les nuages se forment relativement haut.

La comparaison de ces résultats avec d’autres travaux est difficile, les études à ce propos étant peu nombreuses. Certains instruments embarqués sur satellite n’observent pas du tout cette augmentation de l’altitude des nuages en fonction de la latitude. L’étude présentée par Chu et al. (2006), menée à partir d’un réseau de lidars, a cependant abouti à des résultats cohérents avec ceux obtenus à partir des données de GOMOS. En effet, une pente de $39 \pm 8 m/^\circ$ a été observée, et ce pour les deux hémisphères. Les travaux de modélisation reproduisent relativement bien ces observations, comme le montre la figure 4.13A par exemple. Celle-ci illustre les données issues du modèle LIMA, déjà évoqué précédemment. Sur ce graphique, la variation méridienne de l’altitude des nuages noctulescents est représentée en bleu pour l’hémisphère Nord et en rouge pour l’hémisphère

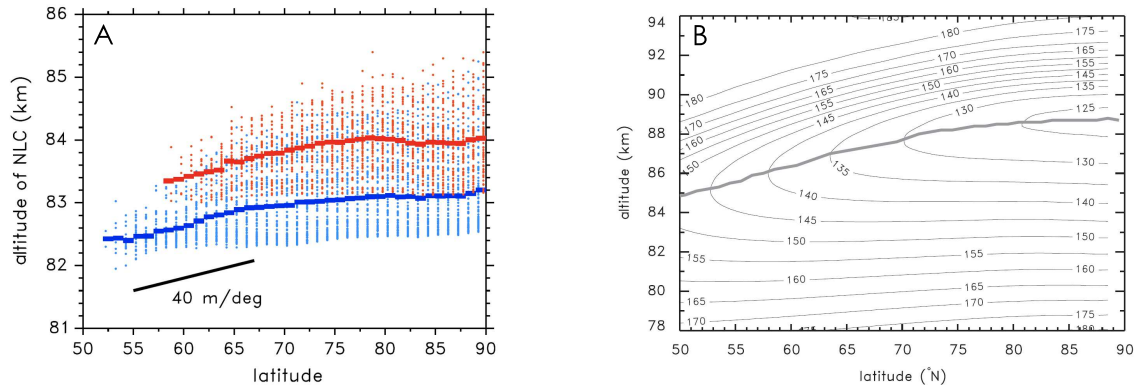


Fig. 4.13 – A : Variation méridienne de l’altitude des nuages noctulescents déduite du modèle LIMA, pour l’hémisphère Nord (bleu) et l’hémisphère Sud (rouge). Chaque point correspond à une moyenne journalière, et la ligne épaisse représente la moyenne calculée tout au long de la saison. B : Températures issues du modèle LIMA dans la région de la mésopause polaire, en fonction de la latitude et de l’altitude. Il s’agit de moyennes zonales calculées pour le milieu de l’été (5 juillet 2003). La ligne grise indique la localisation de la mésopause. (Lübken and Berger, 2007)

Sud. Chaque point correspond à une moyenne journalière, et la ligne épaisse à la moyenne calculée tout au long de la saison. On peut voir que la pente obtenue est identique pour les deux hémisphères, d’une valeur d’environ 40 m/°, mais seulement pour les latitudes les plus basses (inférieures à 75° environ). Cette figure montre que cette augmentation est due à une expansion de la limite haute de l’altitude des PMC en direction du pôle, alors que la limite basse paraît relativement indépendante de la latitude.

Cette augmentation de l’altitude des PMC vers le pôle peut être expliquée par la structure thermique caractéristique de la mésosphère, représentée sur la figure 4.13B. Lübken et al. (2008) ont montré que les PMC sont généralement confinés dans la zone de l’atmosphère où les températures sont inférieures à 150 K. Or, on peut voir sur ce graphique que, dans la mésosphère, l’altitude des isothermes ne varie que très peu avec la latitude, ce qui explique pourquoi la limite basse de la zone de présence des PMC est relativement stable. Par contre, l’altitude de la mésopause augmente significativement lorsque l’on se rapproche du pôle. C’est pourquoi une expansion de la limite haute de la région de formation des nuages est effectivement possible pour les latitudes les plus hautes.

4.4 Luminance

Nous allons maintenant nous intéresser à un troisième paramètre caractéristique des nuages mésosphériques polaires : leur luminance électromagnétique⁴. Celle-ci a été calculée selon la méthode décrite dans le chapitre 3 (partie 3.6). Bien que leur fréquence d’occurrence soit un bon indicateur de leur activité, elle ne représente pas une quantité

⁴La luminance électromagnétique est souvent désignée de manière courante par le terme *brillance*.

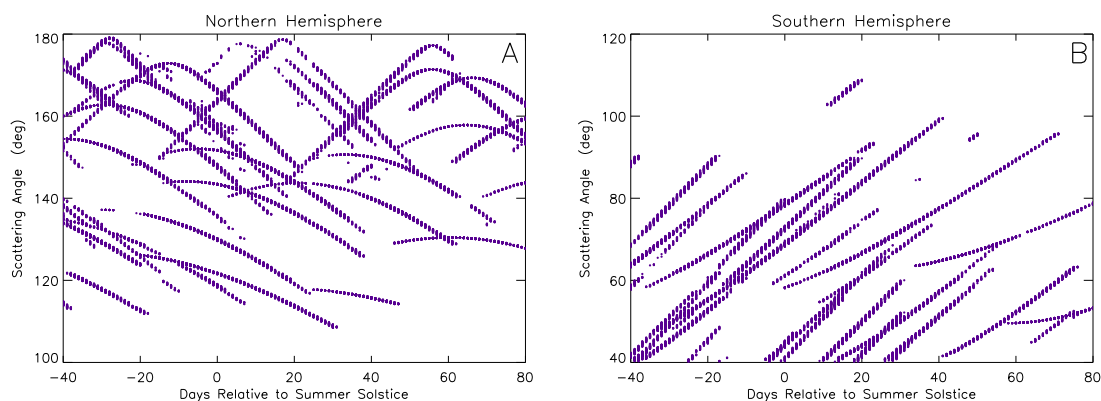


Fig. 4.14 – Angles de diffusion en fonction du temps au cours de l’été, pour toutes les mesures effectuées par GOMOS à une latitude supérieure à 50° dans les deux hémisphères.

physique réelle. La luminance n’indique quant à elle pas seulement la présence ou l’absence de nuages, mais aussi leur capacité à diffuser la lumière. Celle-ci dépend du nombre de particules de glace qui constituent le nuage, et également de la taille de ces particules. Cependant, ce paramètre présente aussi un inconvénient. Comme cela a été expliqué dans le chapitre 3 (parties 3.1.2 et 3.4.1), l’efficacité de diffusion est définie par la fonction de phase des diffuseurs. Or celle-ci est fortement variable selon l’angle de diffusion. Les angles caractéristiques des mesures effectuées par GOMOS à des latitudes supérieures à 50° ont été représentés en fonction de la latitude sur la figure 4.4 (page 116), et la figure 4.14 illustre leur variation au cours de l’été. Comme le montrent ces graphiques, un instrument spatial d’occultation stellaire en orbite héliosynchrone observe l’atmosphère avec des angles de diffusion qui peuvent être très variables d’une mesure à l’autre. Ceci complique donc l’interprétation des résultats.

La figure 4.15 montre l’évolution saisonnière des moyennes journalières de la luminance des PMC, calculées en tenant compte de tous les nuages détectés entre 2002 et 2010. Elle a été représentée pour les deux hémisphères, et pour deux zones de latitude distinctes (triangles rouges : nuages situés au-dessus du cercle polaire et losanges violets : nuages situés en dessous du cercle polaire). Tout comme pour la fréquence d’occurrence (cf figure 4.2), il est important de garder à l’esprit lors de l’interprétation de ces courbes qu’elles subissent une certaine influence de la répartition irrégulière des observations. Le fait que la luminance retombe à zéro aussi tôt pour les latitudes inférieures à 66° est en effet dû à l’absence de mesures dans cette région et à cette période (cf page 114). L’allure générale de ces courbes est similaire à celles qui représentent la variation de la fréquence d’apparition des PMC au cours de la saison. La luminance est elle aussi plus importante à plus haute latitude. Elle augmente jusqu’à atteindre un maximum autour de 30 jours après le solstice d’été, pour ensuite diminuer rapidement en fin de saison. Elle est cependant plus variable et ne présente pas de plateau en milieu de saison. La figure 4.16 est une autre représentation de cette même évolution saisonnière. La luminance moyenne à cette fois-ci été calculée de manière plus locale, pour chaque jour et pour chaque bande de 5°

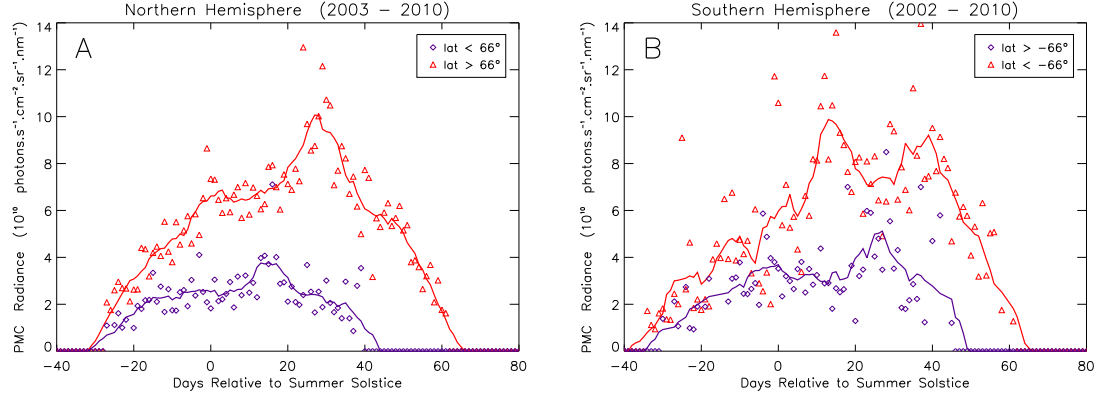


Fig. 4.15 – Évolution saisonnière de la luminance des PMC, calculée pour chaque jour et moyennée sur toute la période de fonctionnement de GOMOS (2002/2010), pour deux zones de latitude distinctes (triangles rouges : nuages détectés au-dessus du cercle polaire, losanges violets : nuages détectés en dessous du cercle polaire), et pour les deux hémisphères (A : Nord ; B : Sud). Le temps est exprimé en nombre de jours par rapport au solstice d’été. Les courbes ont été lissées par une moyenne glissante sur 5 jours.

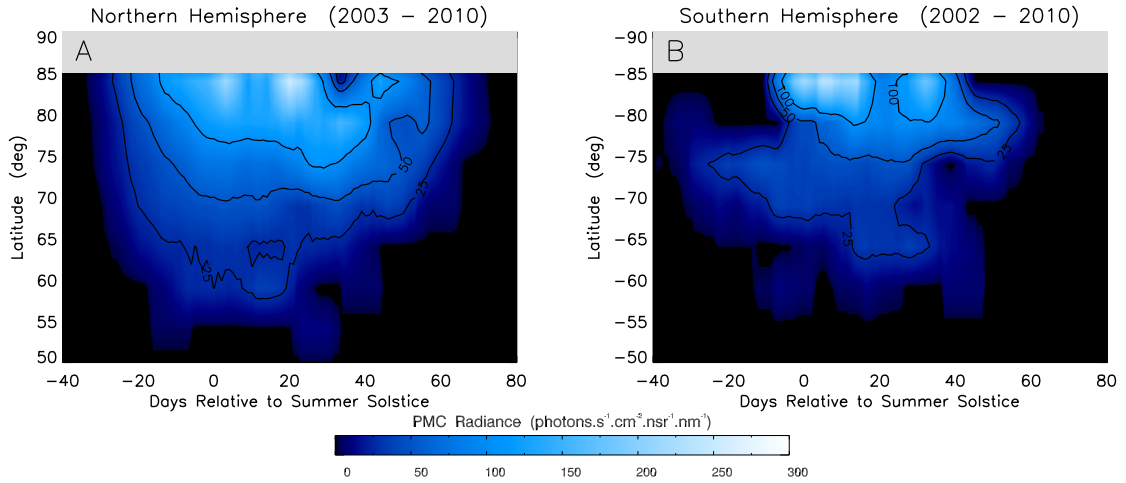


Fig. 4.16 – Évolution de la luminance des PMC en fonction du temps au cours de la saison et de la latitude pour les deux hémisphères. Des moyennes journalières ont été calculées pour des bandes de latitude larges de 5° , en tenant compte de tous les nuages détectés entre 2002 et 2010, puis une moyenne glissante sur 10 jours a été appliquée.

de latitude. Les résultats ont ensuite été lissés par une fenêtre glissante de 10 jours. Il est utile de noter que l'unité n'est pas la même que pour le graphe précédent. La luminance est cette fois-ci exprimée en $\text{photons.s}^{-1}.\text{cm}^{-2}.\text{nsr}^{-1}.\text{nm}^{-1}$. L'irrégularité de la répartition des mesures est bien visible sur cette figure.

L'évolution saisonnière de la luminance paraît beaucoup plus irrégulière au Sud qu'au Nord. Ceci est dû, comme dans le cas de la fréquence d'occurrence (cf partie 4.2.2), à une répartition des observations plus irrégulière. Mais cela a aussi pour origine une variabilité naturelle réellement plus importante, du fait de la plus grande variabilité dynamique dans l'hémisphère Nord qui influence la mésosphère australe par l'intermédiaire des phénomènes de couplage interhémisphériques (cf page 118).

Outre cette question de la variabilité, aucune autre différence notable n'apparaît entre les deux hémisphères. Les valeurs de luminance obtenues sont du même ordre au Nord et au Sud. Il a pourtant été constaté par de nombreux instruments que l'activité des PMC plus intense au Nord était associée à une population plus importante de nuages brillants (voir Bailey et al. (2007) par exemple). Ceci a pu être confirmé par des études de modélisation (Lübken and Berger (2007) par exemple). Comme nous l'avons vu précédemment (partie 4.2.2), la différence d'efficacité de diffusion entre les deux hémisphères due à la différence d'angle de phase est très faible, et négligeable par rapport aux variations qui peuvent être observées d'une mesure à l'autre, dans un même hémisphère. Elle ne permet donc pas d'expliquer le fait que GOMOS ne constate pas de différence claire de luminance entre le Nord et le Sud. Ceci peut cependant être dû aux heures locales auxquelles sont effectuées les mesures. Comme le montre la figure 4.5, la région située autour du pôle Sud est observée par GOMOS dans la nuit et tôt le matin, période de la journée où la luminance semble être la plus importante d'après Fiedler et al. (2011). Il est donc possible que l'influence de l'heure locale, comme pour la fréquence d'occurrence, atténue la différence qui existe entre les deux hémisphères. Cet effet, encore très mal connu, est difficile à quantifier pour l'instant.

4.5 Évolution à long terme

L'analyse des propriétés des nuages mésosphériques polaires présentée jusqu'à maintenant se basait principalement sur les variations de leurs moyennes journalières, à l'échelle de la saison. Nous allons désormais nous intéresser à l'évolution à long terme de leurs moyennes saisonnières, afin d'étudier leurs tendances et l'effet potentiel du cycle solaire sur l'activité de ces nuages.

Comme nous l'avons déjà évoqué dans le chapitre 1 (partie 1.3.4), l'activité solaire, basée sur un cycle de 11 ans, peut influencer les propriétés des nuages noctulescents. En effet, lorsque celle-ci est à son maximum, l'intensité accrue du rayonnement solaire est à l'origine d'un chauffage diabatique de la moyenne atmosphère. De plus, l'intensification de la densité de flux Lyman-alpha provoque une destruction plus active des molécules de vapeur d'eau. On rappelle que cette radiation correspond à une raie d'émission de l'hydro-

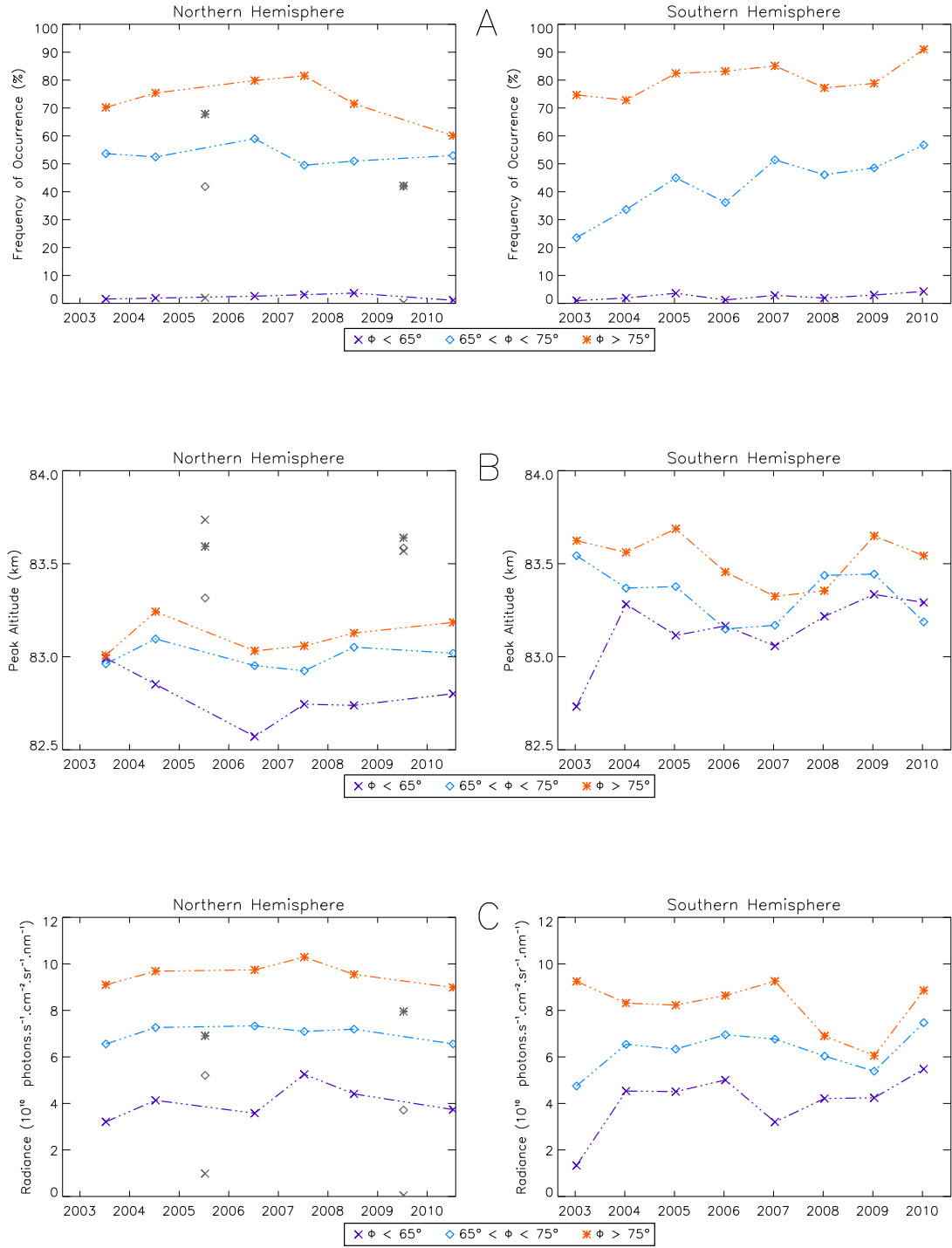


Fig. 4.17 – Évolution à long terme des moyennes saisonnières des caractéristiques de base des PMC, calculées pour différentes bandes de latitude (notée Φ), et pour chacun des deux hémisphères : fréquence d'occurrence (A), altitude (B) et luminance (C).

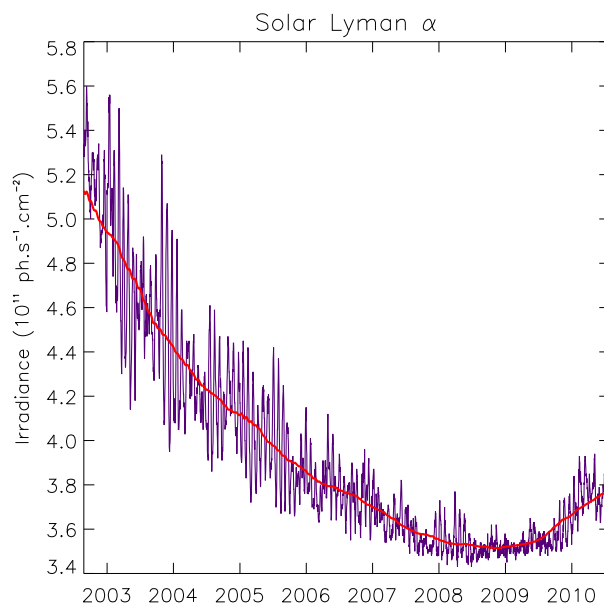


Fig. 4.18 – Évolution de la densité de flux Lyman-alpha durant toute la période étudiée, de 2002 à 2010. Ces données sont principalement issues de mesures des instruments SORCE SOLSTICE et TIMED SEE. La courbe rouge a été obtenue par une moyenne glissante sur 200 jours, afin de montrer clairement l'allure générale de l'évolution de l'activité solaire. (LASP Interactive Solar Irradiance Datacenter)

gène atomique, à 121,6 nm, dont l'intensité est caractéristique de l'activité solaire. Il en résulte donc une mésosphère plus chaude et plus sèche, et inversement lorsque notre étoile est moins active. L'évolution de la densité de flux Lyman-alpha au cours de la période qui nous intéresse, de 2002 à 2010, est représentée sur la figure 4.18.

L'étude de tendances à long terme paraît difficile avec les données GOMOS, disponibles pour seulement huit années, car leur amplitude est bien plus faible que l'effet de l'activité solaire, comme cela a pu être montré par plusieurs expériences. En particulier, une augmentation de la luminance des nuages noctulescents a pu être mise en évidence par Deland et al. (2007), à partir de 27 ans de mesures faites par la série d'instruments SBUV. Cependant, puisque GOMOS opère pendant toute la période de décroissance du cycle 23, comme on peut le voir sur la figure 4.18, il est probablement possible d'observer l'effet de la variation de l'activité solaire sur les propriétés nuageuses.

La figure 4.17 illustre l'évolution à long terme des moyennes annuelles des différentes caractéristiques des PMC, pour plusieurs bandes de latitude. Comme nous l'avons vu précédemment, GOMOS a observé les pôles pendant huit saisons dans chaque hémisphère. Cependant, en raison d'un très important manque de données, au Nord, en 2005 et 2009 (cf tableau 4.1 et figure 4.6), ces deux étés ne sont pas statistiquement fiables. Ils ne seront donc pas pris en compte, et correspondent aux symboles gris sur les graphiques. À pre-

mière vue, aucune tendance claire n'est visible sur ces courbes. D'une manière générale, la variabilité interannuelle est toujours plus importante dans l'hémisphère Sud que dans l'hémisphère Nord, comme cela avait déjà été constaté précédemment (partie 4.2.3).

Les graphiques du haut (4.17A) correspondent au cas de la fréquence d'occurrence des nuages mésosphériques. Les variations pour la bande de latitude la plus faible ($<65^\circ$) sont très difficiles à discerner, étant donné les valeurs très faibles qui la caractérisent. Dans l'hémisphère Nord, la fréquence pour les latitudes les plus hautes croît légèrement jusqu'à 2007, pour ensuite diminuer. Les valeurs mesurées entre 65 et 75° de latitude ne montrent quant à elles aucune tendance claire. Les variations sont cependant plus marquées au Sud, où les nuages noctulescents semblent être de plus en plus fréquents durant la période considérée, surtout entre 65 et 75° de latitude, où les valeurs moyennes augmentent de plus de 30% en huit ans. Ceci pourrait s'expliquer par l'influence de la diminution de l'activité solaire. On peut remarquer que la fréquence continue à augmenter en 2010, alors qu'un nouveau cycle solaire a commencé (cf figure 4.18). Ceci reste cohérent avec le fait que plusieurs autres études ont mis en évidence l'existence d'un décalage entre l'activité solaire et la réponse des nuages, pouvant aller jusqu'à deux ans. D'après Hervig and Siskind (2006), ceci serait la preuve que la formation des particules de glace serait plus influencée par la concentration de vapeur d'eau dans la mésosphère, qui présente elle aussi ce décalage, que par la température, qui réagit instantanément aux variations solaires.

Les graphiques 4.17B correspondent aux moyennes saisonnières de l'altitude des nuages. Ce paramètre semble être anticorrélé avec la fréquence d'occurrence dans l'hémisphère Nord. En effet, les valeurs moyennes montrent une évolution inverse par rapport au graphe du dessus, avec une légère tendance à la diminution jusqu'en 2006 ou 2007, puis une légère augmentation les dernières années. Mais, comme pour la fréquence, aucune tendance claire n'est notable. Dans le cas de l'hémisphère Sud, la variabilité d'une saison à l'autre est beaucoup plus importante, mais aucune tendance générale n'est discernable ici non plus. L'évolution à long terme de la luminance à 495 nm est représentée quant à elle par les graphiques du bas (4.17C). Elle ne présente pas de signe d'augmentation comme attendu, étant donné l'affaiblissement du rayonnement solaire, à part peut-être une légère pente dans l'hémisphère Sud, aux plus basses latitudes.

Les propriétés des nuages mésosphériques détectés par GOMOS ne semblent donc pas être particulièrement marquées par l'effet du cycle solaire. Il ne s'agit pour l'instant que d'un premier aperçu. Une étude plus poussée serait nécessaire afin de mieux comprendre leur évolution à long terme. Ceci est une question d'actualité à laquelle plusieurs expériences tentent d'apporter une réponse. En effet, certaines études, en particulier celles basées sur les mesures des instruments SBUV (Deland et al. (2003), Deland et al. (2007)), ont mis en évidence une anticorrélation très claire entre l'évolution des moyennes annuelles de la fréquence et de la luminance des PMC et la densité de flux Lyman-alpha. D'autres instruments n'observent quant à eux pas du tout cet effet, comme OSIRIS par exemple, mais ont tout de même réussi à très bien expliquer la variabilité intersaisonnière qu'ils observent d'une autre manière. Gumbel and Karlsson (2011) ont en effet montré que les moyennes annuelles de la fréquence d'apparition des nuages étaient très bien corrélées

avec l'état de la stratosphère de l'hémisphère d'hiver, par l'intermédiaire de phénomènes de couplage dynamique. Il serait intéressant de mener une étude plus poussée à ce sujet afin de savoir si c'est également le cas de GOMOS. Une analyse des mesures du lidar ALOMAR, effectuée par Fiedler et al. (2009) durant tout le cycle solaire 23, montre de son côté une anticorrélation significative entre la fréquence de détection des PMC et le flux Lyman-alpha, mais ceci seulement jusqu'à 2004. Plus aucun lien entre ces deux variables n'est observé les années suivantes, suggérant que l'influence du Soleil a été masquée par d'autres sources de variabilité.

Chaque instrument utilise une géométrie d'observation différente, est caractérisé par une sensibilité différente, et ses mesures correspondent à l'intégration sur un volume d'atmosphère différent. Mais toutes ces différences permettent-elles d'expliquer pourquoi certains paraissent plus influencés par l'activité solaire, tandis que les autres paraissent plus touchés par l'effet du couplage dynamique interhémisphérique ? Ceci est une question d'actualité dans la communauté scientifique. Et c'est une fois seulement que l'origine de ces variations naturelles à long terme sera mieux comprise qu'il sera possible de distinguer une éventuelle tendance due aux activités anthropiques. Il sera alors envisageable de trouver une réponse à la question : "est-ce que oui, ou non, les nuages mésosphériques polaires pourraient être considérés comme des indicateurs du changement climatique global dans la moyenne atmosphère ?"

Chapitre 5

Étude spectrale et taille des particules de glace

5.1 Description de l'algorithme

5.1.1 Principe général

Jusqu'ici, seuls les photomètres de GOMOS ont été utilisés. Ils ont permis, comme nous l'avons vu dans les chapitres précédents, d'étudier les différentes caractéristiques macroscopiques des nuages mésosphériques (fréquence d'occurrence, altitude, luminance). Les mesures spectrales vont elles aussi être très utiles, en particulier parce qu'elles peuvent fournir des informations sur la microphysique de ces nuages, c'est-à-dire sur la taille des cristaux de glace qui les constituent. Cet aspect est très important, car une bonne connaissance des paramètres caractéristiques de leur distribution en taille est essentielle à la modélisation théorique de leur croissance, des mécanismes qui interviennent dans leur transport, et de leur durée de vie. C'est pourquoi le dernier chapitre de cette thèse va être consacré à l'estimation de la taille de ces particules à partir des mesures effectuées par les spectromètres de GOMOS. Le principe général de la méthode va tout d'abord être présenté.

Il a été expliqué dans le chapitre 3 (cf partie 3.3) que la densité de flux lumineux F_{Ray} , associée à la diffusion Rayleigh de la lumière solaire par les molécules atmosphériques, est proportionnelle au nombre N de diffuseurs rencontrés, à la section efficace différentielle de diffusion $\frac{d\sigma}{d\Omega}$, ainsi qu'au flux solaire incident F_s et au champ de vue de GOMOS $\Delta\Omega$ (cf équation 3.13). La luminance L_λ^{Ray} est quant à elle égale à la densité spectrale de flux divisée par l'angle solide correspondant au champ de vue de l'instrument. Elle peut donc s'exprimer comme suit :

$$L_\lambda^{Ray} = \frac{F_\lambda^{Ray}}{\Delta\Omega} = N_{air}(z_t) \cdot \frac{d\sigma_{Ray}}{d\Omega}(z_t, \lambda, \Theta) \cdot F_\lambda^s \quad (5.1)$$

$$L_\lambda^{Ray} \propto \lambda^{-4}$$

On considère ici des quantités spectrales, L_λ^{Ray} a donc pour unité un nombre de photons.s⁻¹.cm⁻².sr⁻¹.nm⁻¹. D'autre part, il a également été vu dans le chapitre 3 (par-

tie 3.1.2) que la section efficace différentielle est proportionnelle à la section efficace de diffusion σ (cf équation 3.4), elle même inversement proportionnelle à λ^4 , dans le cas particulier de la théorie Rayleigh. C'est pourquoi on peut considérer que la luminance L_λ^{Ray} est elle aussi proportionnelle à λ^{-4} .

De la même façon, la luminance spectrale L_λ^{PMC} , associée à la diffusion de Mie de la lumière solaire par les cristaux de glace constituant les nuages noctulescents, peut elle aussi être exprimée en fonction de ces mêmes paramètres. Cependant, une dépendance supplémentaire, par rapport à la distribution en taille de ces particules, $f(z_t, r)$, intervient ici (cf équation 3.16) :

$$L_\lambda^{PMC} = \frac{F_\lambda^{PMC}}{\Delta\Omega} = N_{PMC}(z_t) \cdot \left(\int_0^{+\infty} \frac{d\sigma_{PMC}}{d\Omega}(z_t, \lambda, \Theta, r) f(z_t, r) dr \right) \cdot F_\lambda^s \quad (5.2)$$

$$L_\lambda^{PMC} \propto \lambda^\alpha$$

α , appelé exposant d'Ångström, est caractéristique de la dépendance en longueur d'onde de la diffusion de la lumière par de petites particules (Ångström, 1929). Ce coefficient contient, comme nous allons le voir plus en détail dans la suite, une information sur la taille des diffuseurs. La détermination de sa valeur va donc être le premier objectif de notre travail. Pour ceci, nous allons utiliser la luminance L_λ^{Ray} , pour laquelle l'exposant d'Ångström est parfaitement connu ($= -4$), comme spectre de référence. Par la combinaison des équations 5.1 et 5.2, on peut déduire que la dépendance spectrale de R_λ^{PMC} , rapport du spectre du nuage considéré sur le spectre de diffusion Rayleigh, respecte la condition suivante :

$$R_\lambda^{PMC} = \frac{L_\lambda^{PMC}}{L_\lambda^{Ray}} \propto \frac{\lambda^\alpha}{\lambda^{-4}} = \lambda^x \quad (5.3)$$

avec $x = \alpha + 4$

En passant à la forme logarithmique, on obtient :

$$\ln(R_\lambda^{PMC}) = x \cdot \ln(\lambda) + C \quad (5.4)$$

$$\Rightarrow \alpha = x - 4$$

Où C est une constante. Cette équation montre que le coefficient x , caractéristique de la dépendance en longueur d'onde du rapport de spectres R_λ^{PMC} , peut être déterminé par une simple régression linéaire. Or, la valeur qui nous intéresse, c'est-à-dire celle de l'exposant d'Ångström α , peut directement être déduite de ce résultat.

Nous allons voir dans la suite de ce chapitre comment la valeur de ce coefficient peut être déterminée expérimentalement, à partir des données GOMOS, pour chaque nuage

noctulescent détecté. Nous verrons ensuite que, afin de passer de cet exposant à la taille des particules, il est essentiel de faire intervenir des modèles du processus de diffusion impliqué. Pour cela, certaines hypothèses devront être faites à propos de la forme et de la distribution en taille des diffuseurs.

5.1.2 Correction des spectres : Retrait de la lumière parasite externe

Les spectres mesurés de jour par GOMOS souffrent d'une contamination par de la lumière parasite externe. Par conséquent, la première chose à faire avant de commencer à travailler sur ces spectres est d'appliquer une correction permettant d'éliminer cette composante qui pourrait biaiser les résultats.

Comme cela a déjà été expliqué dans la partie 3.3, le terme "lumière parasite externe" est utilisé pour qualifier la lumière dont l'origine se trouve en dehors du champ de vue nominal de l'instrument. Elle correspond donc à toute lumière autre que celle émise par l'étoile cible ou celle émise par le Soleil puis redirigée par des diffuseurs situés dans le champ de vue. En d'autres termes, il s'agit de la lumière qui atteint les capteurs alors qu'elle ne le devrait pas. Il existe deux sources majeures de lumière parasite externe. L'une est la possible réflexion de la lumière solaire par des composants d'ENVISAT ou du système optique de GOMOS. L'autre est la diffusion de la lumière solaire provoquée par des molécules ou particules qui se trouvent en dehors du champ de vue. Ceci résulte en une forte illumination provenant du limbe brillant constitué par les couches atmosphériques les plus basses. Une investigation a été menée par Fussen (2008) afin d'essayer de déterminer plus précisément l'origine de cette lumière parasite. Pour cela, l'instrument a été utilisé dans un mode spécial qui lui permet de réaliser de simples observations du limbe, sans viser aucune étoile (DSA, *Dark Sky Area measurements*). Le signal mesuré à haute altitude (au-dessus de 95 km environ), dans ces conditions, est alors intégralement dû à la lumière parasite. Cette étude a montré qu'elle serait très probablement liée aux variations d'albédo entre le point tangent et la position du satellite, principalement dues à la présence de nuages troposphériques, très réfléchissants. Il est en effet apparu une corrélation positive entre la couverture nuageuse dans cette région et la quantité de lumière parasite détectée. Ceci explique qu'elle soit très variable d'une observation à l'autre, et donc très difficile à prévoir et à éliminer de manière précise. Les régions polaires, auxquelles nous nous intéressons dans le cadre de cette thèse, ne sont pas celles où l'activité nuageuse est la plus importante dans la troposphère, et ne sont par conséquent pas les plus affectées par ce problème. Cependant, il est tout de même nécessaire de le prendre en compte afin de s'assurer de l'exactitude des résultats.

Notre objectif est donc de trouver la méthode la plus adaptée pour corriger les spectres. Dans l'étude menée par Taha et al. (2008), la lumière parasite détectée par GOMOS a été modélisée en supposant que la luminance mesurée entre 80 et 120 km ne consistait qu'en cette composante. Une simple régression linéaire a ensuite été appliquée pour chaque longueur d'onde, afin de l'extrapoler aux altitudes inférieures. Une approche similaire a aussi été utilisée par Rault (2005) pour l'instrument d'observation au limbe SAGE III.

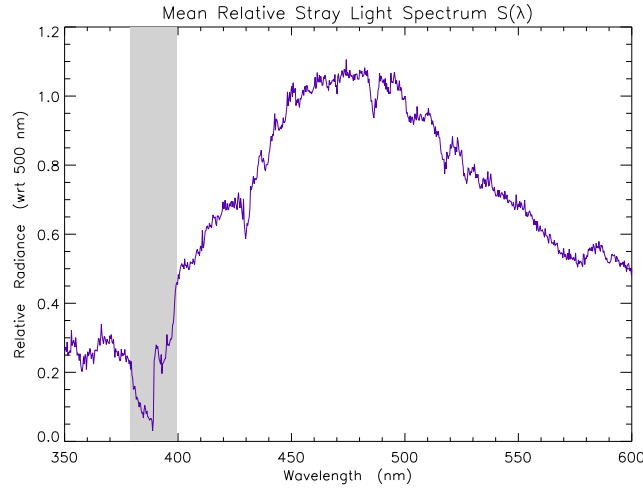


Fig. 5.1 – Exemple de la forme spectrale de la lumière parasite, normalisée par rapport à 500 nm : obtenue pour une occultation, en moyennant tous les spectres mesurés à une altitude tangente supérieure à 95 km (non corrigés de la sensibilité radiométrique). Cette forme spectrale, considérée comme constante en fonction de l'altitude, va être utilisée pour contraindre l'extrapolation de la variation verticale de cette composante vers les plus basses altitudes.

Bien que valable dans le cas général d'une étude des plus basses couches de l'atmosphère, cette gamme d'altitudes n'est bien évidemment pas adaptée à la mésosphère, puisqu'elle englobe la région de formation des nuages noctulescents. De plus, l'observation des profils verticaux à différentes longueurs d'onde révèle que la lumière parasite n'évolue pas forcément de manière linéaire en fonction de l'altitude. C'est pourquoi une approche différente, légèrement plus complexe, a été choisie ici. Nous allons considérer seulement les altitudes tangentes supérieures à 95 km et nous allons utiliser la forme spectrale de la lumière parasite pour contraindre une régression polynomiale. Notre méthode s'inspire de celle élaborée pour le projet *GOMOS Bright Limb*. L'idée initiale a été décrite dans la note technique rédigée par Fussen (2008). Elle a ensuite été développée et améliorée par Tukiainen et al. (2011). La méthode qui va être décrite ci-dessous est très proche de cette dernière version, bien que les paramètres aient été adaptés au cas particulier de la mésosphère.

La quantité relative de lumière parasite augmente avec l'altitude tangente, et nous pouvons considérer que, au-dessus de 95 km, le signal mesuré correspond exclusivement à cette composante. En effet, la densité atmosphérique y est si faible que la luminance associée à la diffusion Rayleigh devient complètement négligeable. Nous rappelons également que les spectres utilisés dans le cadre de cette étude ont été mesurés à partir d'une des deux bandes externes du capteur CCD (cf figure 2.9, *lower band*). La lumière de l'étoile, enregistrée seulement par la bande centrale, n'intervient donc pas ici. Il est par conséquent possible de déduire la dépendance en altitude de la lumière parasite à partir du comportement du signal mesuré au-dessus de cette altitude seuil. Mais, en raison d'un rapport signal/bruit assez faible dans cette partie des profils, l'extrapolation aux altitudes plus basses peut amener à des résultats peu fiables. Afin d'éviter de possibles dérives, le

mécanisme d'extrapolation va être contraint par la forme spectrale de la lumière parasite, qui correspond à la moyenne des spectres enregistrés au-dessus de 95 km. Il est en effet légitime de considérer que cette forme spectrale, représentée sur la figure 5.1, ne doit pas varier en fonction de l'altitude, au cours d'une occultation. La lumière parasite étant une composante provenant du nadir, associée à un très large angle solide, aucune variation spectrale brutale ne devrait apparaître (Fussen, 2008). La dépendance en longueur d'onde obtenue (figure 5.1) confirme bien la forte influence de la lumière solaire.

Les différentes étapes qui constituent notre méthode de correction sont les suivantes (chaque longueur d'onde sera traitée indépendamment) :

1. Calcul du spectre moyen de la lumière parasite, normalisé par rapport à 500 nm :

$$S(\lambda) = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \frac{I(\lambda, j)}{I(\lambda_{500}, j)} \quad (5.5)$$

où λ désigne la longueur d'onde et l'index j est associé aux différentes altitudes tangentes, supérieures à 95 km, auxquelles sont effectuées les mesures. $I(\lambda, j)$ correspond aux spectres mesurés et $I(\lambda_{500}, j)$ aux valeurs de la luminance à 500 nm. En général, GOMOS commence à scanner l'atmosphère à environ 130 km, avec une fréquence d'échantillonnage d'environ 1 km. A peu près 35 spectres sont donc pris en compte dans ce calcul.

2. Régression linéaire de la variation verticale de la luminance mesurée au-dessus de 95 km, par la méthode des moindres carrés et pour chaque longueur d'onde.
3. Extrapolation de cette estimation de la lumière parasite jusqu'à l'altitude tangente la plus basse utilisée dans le cadre de cette étude, c'est-à-dire 50 km. Ces valeurs extrapolées à 50 km seront désormais notées $I_1^{50km}(\lambda)$.
4. Recalcul de la lumière parasite estimée à 50 km, obtenue à l'étape précédente, en utilisant la forme spectrale $S(\lambda)$ comme une contrainte. Le meilleur coefficient de proportionnalité au sens des moindres carrés est donné par :

$$c = \frac{S(\lambda)^T}{S(\lambda)^T S(\lambda)} \cdot I_1^{50km}(\lambda) \quad (5.6)$$

Les valeurs obtenues à 50 km d'altitude, après application de la contrainte, sont alors :

$$I_2^{50km}(\lambda) = c \cdot S(\lambda) \quad (5.7)$$

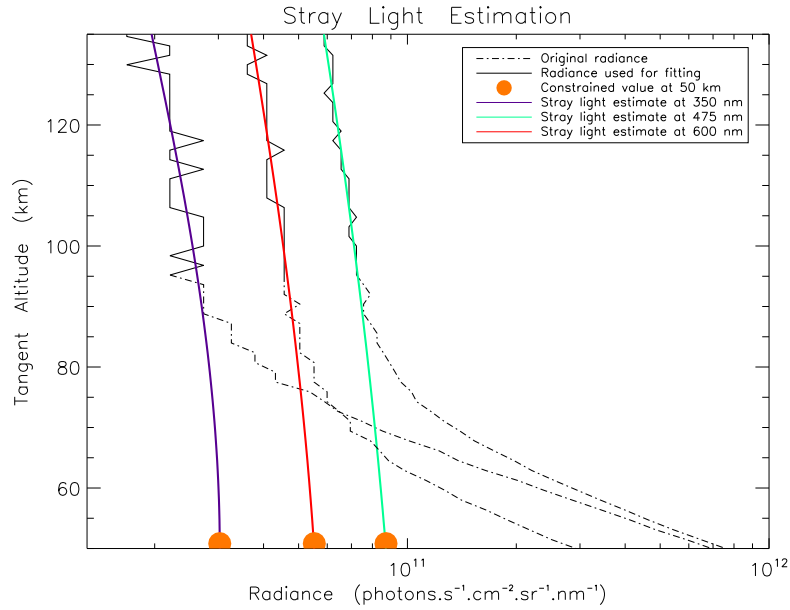


Fig. 5.2 – Illustration de l'estimation de la lumière parasite externe pour les longueurs d'onde 350, 475 et 600 nm. La forme spectrale de la lumière parasite (cf figure précédente) a permis un calcul cohérent des valeurs à 50 km (points oranges). Celles-ci ont été utilisées, en plus des valeurs de luminance mesurées au-dessus de 95 km, pour estimer la contribution de la lumière parasite dans toute la mésosphère.

5. Régression polynomiale de degré 3 de la variation verticale de la lumière parasite, par la méthode des moindres carrés et pour chaque longueur d'onde. Cette fois-ci, les mesures faites au-dessus de 95 km ($I(\lambda, j)$) sont prises en compte, mais les valeurs recalculées après contrainte à 50 km ($I_2^{50km}(\lambda)$) également.
6. Extrapolation de ces résultats à toutes les altitudes tangentes comprises entre 50 et 95 km. La quantité de lumière parasite peut ainsi être estimée de manière cohérente et relativement précise.
7. Correction des spectres : soustraction des valeurs obtenues pour la lumière parasite aux valeurs de luminances mesurées, pour chaque longueur d'onde et pour chaque altitude tangente.

La figure 5.2 illustre le calcul de la lumière parasite externe pour trois longueurs d'onde différentes. Les points oranges correspondent aux valeurs contraintes à 50 km, calculées dans l'équation 5.7. Les lignes violette, rouge et verte représentent l'estimation finale de la lumière parasite pour les trois longueurs d'onde considérées. Elles pourront être soustraites des spectres mesurés afin de corriger ces derniers.

Il faut noter que les paramètres choisis lors de la mise au point de cette méthode (l'utilisation d'une régression linéaire à l'étape 2 et polynomiale de degré 3 à l'étape 5 par exemple) peuvent affecter les résultats de manière non négligeable. Ils correspondent à ceux qui donnent les meilleurs résultats expérimentaux dans la majorité des cas. Comme cela a été expliqué précédemment, la lumière parasite vue par GOMOS est dépendante de l'albédo de la surface réfléchissante située entre le point tangent et la position du satellite. Il peut donc arriver que des gradients d'albédo particulièrement forts perturbent les signaux mesurés de manière très importante, et qu'il ne soit alors pas possible de corriger correctement les spectres. Mais ces cas sont très rares, en particulier dans les régions polaires.

5.1.3 Détermination expérimentale de l'exposant d'Ångström

Une fois corrigés, les spectres mesurés par GOMOS vont pouvoir être analysés afin de déterminer la taille des particules de glace qui constituent les nuages noctulescents. Comme expliqué précédemment (partie 5.1.1), la première étape va consister à calculer la valeur de l'exposant d'Ångström α . Pour cela, comme le montre la formule 5.4, le rapport R_λ^{PMC} du spectre du nuage (L_λ^{PMC}) sur le spectre de diffusion Rayleigh (L_λ^{Ray}) doit être représenté en fonction de la longueur d'onde. Il est donc avant tout nécessaire de disposer des deux spectres concernés pour chacun des nuages mésosphériques détectés par GOMOS, entre 2002 et 2010 (et pour lesquels l'altitude a pu être déterminée).

Le spectre mesuré à 50 km va être assimilé à L_λ^{Ray} et va servir de référence. En effet, après retrait de la lumière parasite, le signal enregistré à ce niveau n'est dû qu'à la diffusion Rayleigh de la lumière solaire par les molécules constituant l'air. L'altitude tangente considérée est assez basse pour éviter toute influence de la lumière diffusée par les particules nuageuses¹. Mais elle est également assez haute pour éviter toute influence due aux propriétés d'émission ou d'absorption des constituants minoritaires atmosphériques, présents en quantité trop faible dans la mésosphère². De plus, aucun type d'aérosol n'est présent, du moins pas en quantité suffisante pour perturber le signal.

Le spectre du nuage étudié, L_λ^{PMC} , est quant à lui obtenu à partir de la mesure faite par les spectromètres à l'altitude du pic le plus haut du profil vertical associé, Z_{PMC} , déterminée précédemment (cf partie 3.5). Les deux altitudes tangentes utilisées sont repérées par des lignes pointillées sur la figure 5.3A. La luminance mesurée, notée L_λ^{TOT} , correspond à la superposition de L_λ^{PMC} et de L_λ^{Ray} à l'altitude du nuage. Cette dernière composante

¹ À 50 km, une certaine influence de nuages noctulescents qui seraient situés très en avant ou en arrière de la ligne de visée est possible, mais ceci est extrêmement rare à de si basses altitudes tangentes.

² Par exemple, l'ozone, qui est le principal absorbant à cette altitude et aux longueurs d'onde considérées (bande de Chappuis), est responsable d'une absorption du flux lumineux incident complètement négligeable : $\sigma_{abs}^{O_3}(500\text{nm}) \cdot n_{O_3}(50\text{km}) \cdot s(50\text{km}) \simeq 0.3\%$, où $\sigma_{abs}^{O_3}$ est la section efficace d'absorption de ce gaz à 500 nm ($\simeq 10^{-21}\text{cm}^2/\text{molécule}$), n_{O_3} est sa concentration volumique moyenne à 50 km ($\simeq 5,7 \cdot 10^{10}\text{molécules/cm}^3$) et s est le trajet optique parcouru par le rayon lumineux ($\simeq 500\text{ km}$ à une altitude tangente de 50 km) (Valeurs d'après Brasseur and Solomon (2005)). Attention, il ne s'agit ici que d'un calcul d'ordre de grandeur, surestimé.

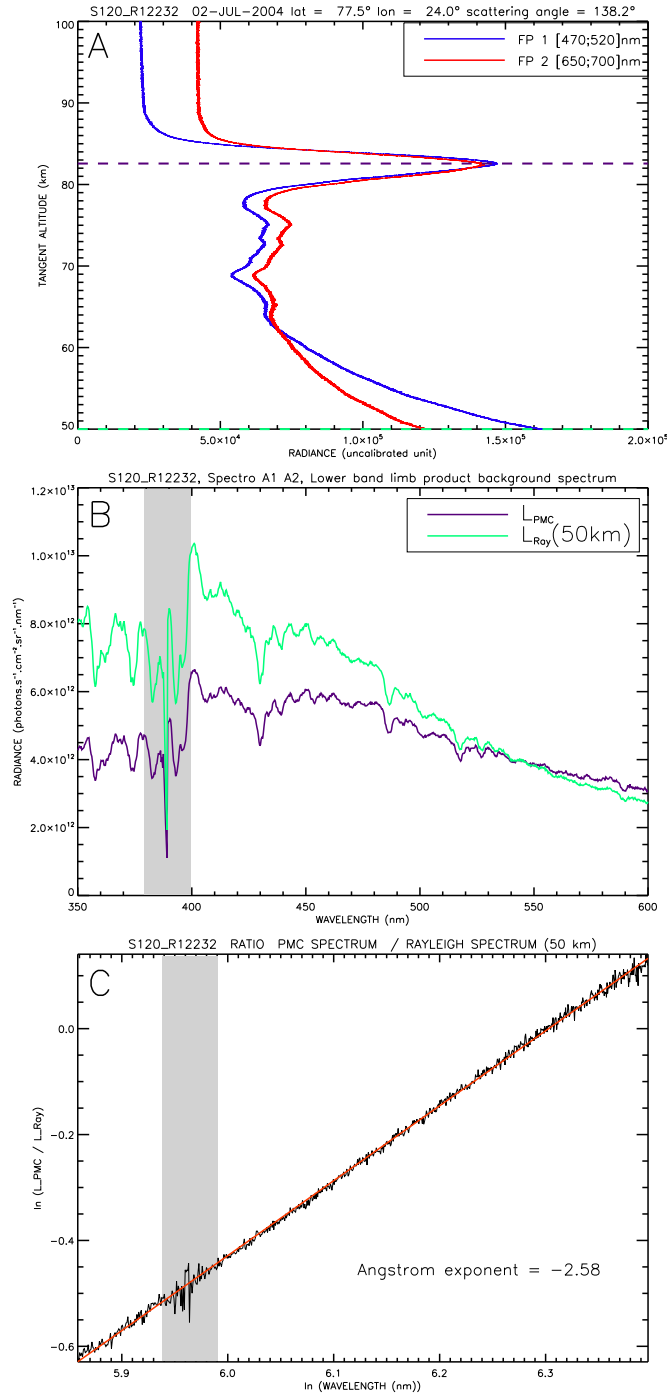


Fig. 5.3 – A : Exemple d'un profil vertical enregistré par les photomètres pour un cas avec détection de PMC. Les spectres utilisés par la suite ont été mesurés aux deux altitudes tangentes repérées par les lignes pointillées. B : Spectre de diffusion Rayleigh (à 50 km) en vert, et spectre du nuage considéré en violet. C : Dépendance spectrale du rapport des deux spectres précédents (représentation logarithmique). La zone grisée (379-399 nm) correspond à la zone de transition entre les spectromètres A1 et A2. Particulièrement bruitée, elle n'est pas prise en compte pour la détermination de l'exposant d'Ångström.

peut être directement déduite de la luminance Rayleigh prise à 50 km. Comme nous l'avons montré dans le chapitre 3 (équation 3.13), ces deux termes sont proportionnels au nombre de molécules rencontrées par le rayon lumineux sur sa trajectoire. Ils sont donc liés par un facteur de proportionnalité tout simplement égal au rapport des densités intégrées le long de la ligne de visée (ρ_{LOS}), pour les deux altitudes tangentes considérées (ces valeurs étant fournies avec les données GOMOS, pour chaque occultation, à partir d'un modèle calé sur les analyses ECMWF et MSISE-90). La luminance spectrale du nuage peut donc être déterminée ainsi :

$$L_{\lambda}^{PMC} = L_{\lambda}^{TOT}(Z_{PMC}) - L_{\lambda}^{Ray}(Z_{PMC}) \quad (5.8)$$

$$\text{où } L_{\lambda}^{Ray}(Z_{PMC}) = L_{\lambda}^{Ray}(50km) \cdot \frac{\rho_{LOS}(Z_{PMC})}{\rho_{LOS}(50km)}$$

Les spectres L_{λ}^{PMC} et $L_{\lambda}^{Ray}(50 \text{ km})$ sont représentés sur la figure 5.3B en violet et en vert, respectivement. La zone grisée, comprise entre 379 et 399 nm, correspond à la zone de transition entre les spectromètres A1 et A2. Particulièrement bruitée, elle ne sera pas prise en compte pour la détermination de l'exposant d'Ångström. De plus, seules les longueurs d'onde comprises entre 350 et 600 nm seront utilisées. Les valeurs de luminance étant très faibles en dehors de cette gamme spectrale, le rapport des spectres y est trop bruité pour pouvoir permettre une détermination fiable du coefficient α .

Enfin, la figure 5.3C illustre le logarithme du rapport R_{λ}^{PMC} en fonction de celui de la longueur d'onde. Comme prévu par la formule 5.4, il existe bien une relation linéaire entre ces deux grandeurs, dont le coefficient directeur x peut être déterminé par une simple régression linéaire. L'exposant d'Ångström peut ensuite être déduit très simplement ($\alpha = x - 4$, cf l'équation 5.4). Dans le cas de l'exemple représenté sur la figure 5.3, on obtient une valeur égale à $-2,58 \pm 0,07\%$. L'erreur faite sur la détermination de α est la même que celle faite sur la détermination de x . Elle est, dans le cas considéré ici, très faible, égale à $1,8 \cdot 10^{-3}$, ce qui correspond à une erreur relative de seulement 0,07%. Il s'agit ici d'un nuage particulièrement brillant. Les cas pour lesquels la luminance est plus faible vont généralement être associés à une erreur relative plus importante, mais pour la grande majorité des nuages détectés, elle est négligeable. Il faut garder à l'esprit que cette erreur correspond seulement au degré d'exactitude de la régression linéaire. D'autres sources d'incertitudes existent bien sûr, la principale étant celle liée au retrait de la lumière parasite externe. Les valeurs de densité atmosphérique utilisées peuvent elles aussi amener à une certaine imprécision sur l'évaluation du spectre de diffusion Rayleigh. Mais l'effet de ces incertitudes étant extrêmement difficile à évaluer, l'erreur associée ne sera pas considérée ici.

5.1.4 De l'exposant d'Ångström au rayon des particules

La connaissance de l'exposant d'Ångström associé à un nuage mésosphérique polaire, observé sous un angle de diffusion donné, peut, en principe, apporter une information sur la taille moyenne des particules qui le constituent. Mais, pour cela, des hypothèses réalistes doivent être faites sur la distribution en taille et sur la forme de ces particules. Comme expliqué dans le chapitre 3 (partie 3.1.2, *La diffusion de Mie*), la méthode T-matrix permet de modéliser les phénomènes de diffusion de la lumière par une population de particules de différentes tailles et de différentes formes (sphériques ou non³). Lorsque l'on considère des diffuseurs non sphériques, il est également nécessaire d'émettre des hypothèses sur leur orientation, mais il est généralement supposé qu'ils sont orientés de manière aléatoire. De plus, la connaissance de leur composition est un aspect très important pour pouvoir modéliser leur interaction avec les ondes électromagnétiques. Comme nous l'avons vu dans le chapitre 1, les observations satellite ont permis de montrer que les nuages noctulescents sont constitués de cristaux de glace d'eau⁴. Leur indice de réfraction⁵, qui est la propriété physique cruciale pour la modélisation des phénomènes de diffusion, est donc bien connu. Warren and Brandt (2008) donnent sa valeur (parties réelle et imaginaire) pour une large gamme spectrale, allant de l'ultraviolet aux micro-ondes.

Le travail de modélisation dont les sorties ont été utilisées dans le cadre de cette thèse a été effectué par Gerd Baumgarten⁶. Elles ont été obtenues à partir d'une version modifiée du code T-matrix développé par Mishchenko and Travis (1998), et se présentent sous forme de tables de valeurs. Celles-ci associent des valeurs de l'exposant d'Ångström à différents angles de diffusion et à différents rayons moyens, caractéristiques de la distribution en taille des diffuseurs. Ces données ont été modélisées de la même manière et par la même personne pour tout un ensemble d'instruments impliqués dans le groupe de travail international sur la taille des particules (cf partie 5.2), dans le but de mener à bien un travail précis d'intercomparaison des résultats.

Ce sont ces données qui vont être utilisées pour convertir la valeur de α trouvée expérimentalement en une information concrète sur la taille des particules qui constituent le nuage étudié. Avec les tables fournies, il est possible de considérer une multitude d'hypothèses : distributions en taille variées (normale avec un écart type σ compris entre 10 et

³On rappelle que, dans le cas d'une particule non sphérique, le rayon que l'on considère correspond à celui de la sphère de volume équivalent.

⁴Il est cependant utile de garder à l'esprit que les cristaux ne sont pas constitués intégralement de glace d'eau. En effet, les noyaux de condensation autour desquels ils se sont formés sont très probablement des poussières métalliques d'origine extraterrestre (cf partie 1.3.2). Il est possible que leur présence au centre des cristaux de glace influence légèrement l'interaction de ceux-ci avec la lumière, mais ce paramètre n'est pas pris en compte par le modèle considéré dans le cadre de cette étude.

⁵L'indice de réfraction est un nombre complexe $n = n_r + i.n_i$, dépendant de la longueur d'onde, qui caractérise la propagation des ondes électromagnétiques dans un milieu donné. Sa partie réelle n_r correspond au rapport de la vitesse de la lumière c dans le vide sur sa vitesse de phase dans le milieu considéré. Sa partie imaginaire n_i est quant à elle représentative de la capacité d'absorption du milieu.

⁶Leibniz - Institut für Atmosphären Physik, Kühlungsborn, Allemagne

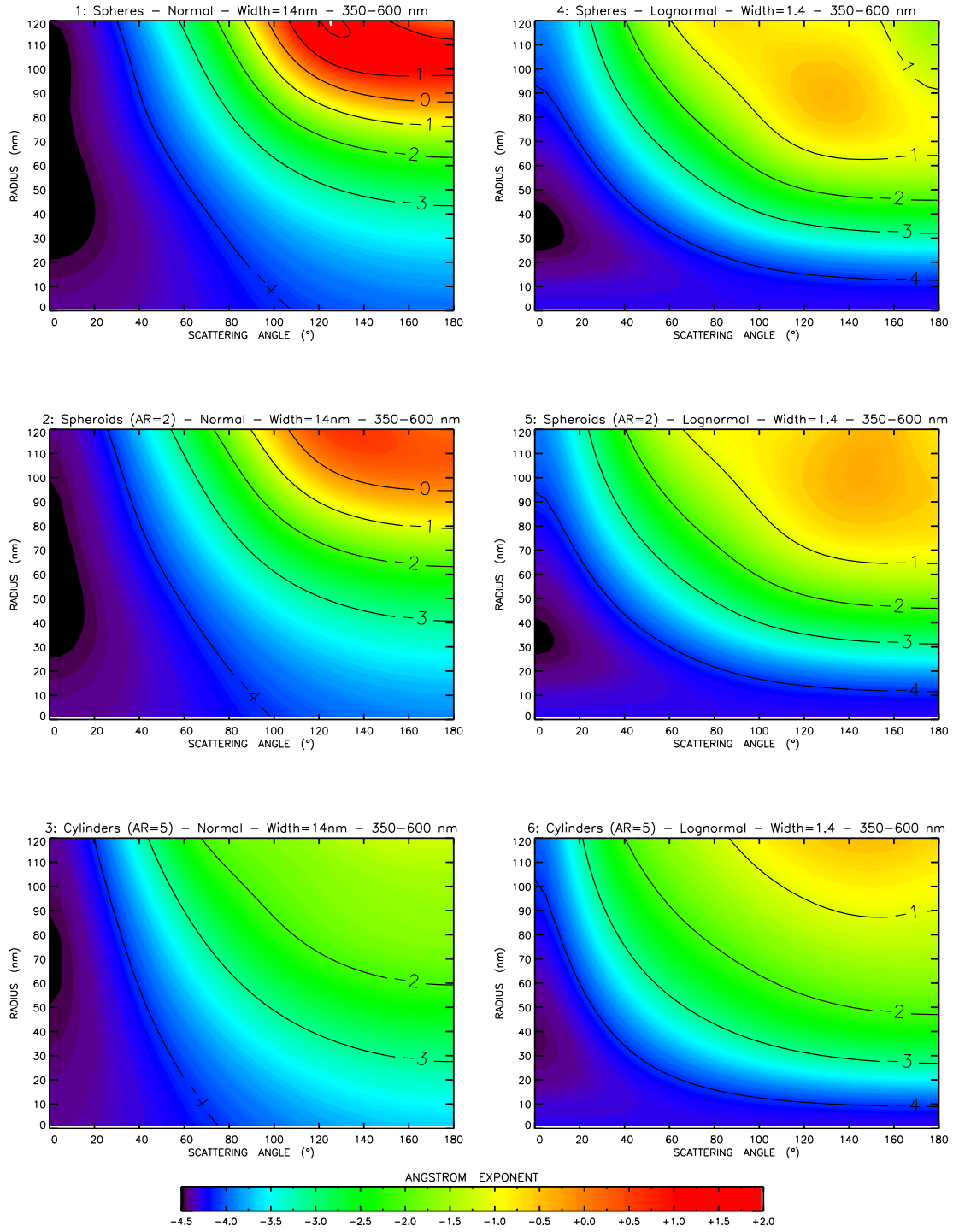


Fig. 5.4 – Représentation des valeurs de l'exposant d'Ångström en fonction de l'angle de diffusion et du rayon moyen, caractéristique de la distribution en taille des particules de glace. Exemples pour différentes formes de diffuseurs (sphères, sphéroïdes, cylindres) et pour différentes distributions (normale, $\sigma=14\text{nm}$ et log-normale, $\sigma=1.4$)

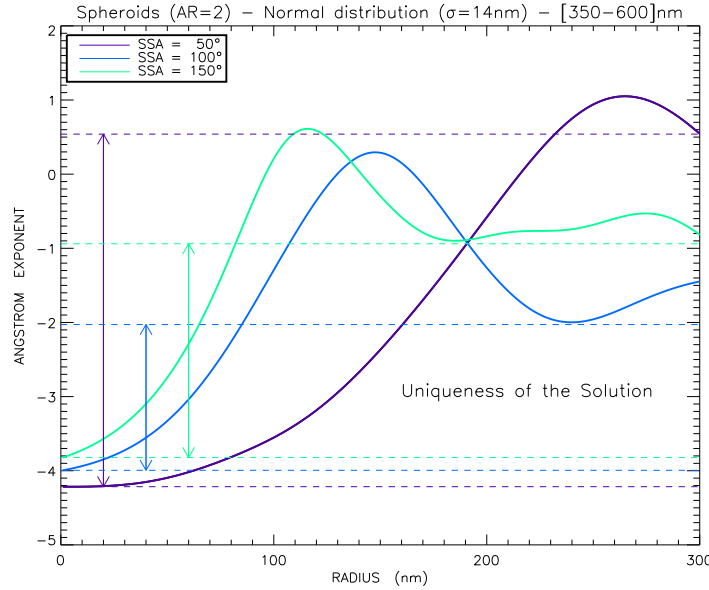


Fig. 5.5 – Exposant d'Ångström en fonction du rayon moyen, pour différents angles de diffusion. Les particules sont supposées sphéroïdes, de rapport axial égal à 2, et respectent une distribution en taille gaussienne, d'écart type égal à 14 nm (correspond à l'exemple n°2 de la figure 5.4)

30 nm ou log-normale avec une largeur σ entre 1 et 1,58), pour des formes de diffuseurs variées (sphéroïdes ou cylindres, avec un rapport axial⁷ compris entre 0,2 et 5). Certaines de ces tables sont représentées sur la figure 5.4. Celle-ci illustre l'exposant d'Ångström en fonction de l'angle de diffusion et du rayon moyen caractéristique de la distribution en taille des particules. Pour une mesure de α donnée, faite à un certain angle de diffusion Θ , il suffit de suivre la ligne verticale correspondant à Θ sur le graphique pour trouver la valeur du rayon r pour laquelle la valeur modélisée de α est égale à la valeur expérimentale.

On peut remarquer en observant ces différents graphiques que, pour les angles de diffusion les plus faibles, l'exposant d'Ångström est très peu sensible à la taille des particules. Ceci est particulièrement marqué dans le cas d'une distribution normale (colonne de gauche). Une erreur raisonnable, faite sur la valeur de α , va donc être à l'origine d'une erreur relativement importante sur le rayon, dont la détermination risquera par conséquent d'être très imprécise. Dans le cas de GOMOS, ce problème touchera plutôt l'hémisphère Sud, pour lequel les angles de diffusion sont compris entre 40 et 100° environ (cf figure 4.4). L'étude de la taille des cristaux s'y révélera particulièrement difficile. Nous reviendrons sur cet inconvénient de manière plus quantitative dans la suite.

On peut également constater un autre problème sur la figure 5.4, en particulier pour les angles de diffusion les plus élevés et les tables de données concernant des particules

⁷On rappelle que le rapport axial d'une forme géométrique donnée correspond au rapport de son grand axe sur son petit axe.

sphériques ou sphéroïdes. Il est en effet possible qu'une valeur donnée de α puisse être associée à plusieurs valeurs de rayon différentes. Cette fois-ci, ce sera plutôt l'hémisphère Nord qui sera concerné, puisque les angles de diffusion γ sont compris entre 110 et 180° (cf figure 4.4). Mais il s'agit d'un problème mineur puisqu'il est possible de le corriger très simplement, comme nous allons le voir tout de suite. La figure 5.5 représente les valeurs théoriques de α en fonction de la taille des particules, pour différentes valeurs de l'angle de diffusion. On considère ici l'exemple d'une distribution normale, d'écart type 14 nm, pour des diffuseurs sphéroïdes avec un rapport axial égal à 2 (correspond au cas n°2 de la figure 5.4). L'échelle des abscisses a été prolongée jusqu'à 300 nm afin de mieux visualiser le problème, bien que des valeurs de rayons si élevées ne soient pas réalistes dans le cas des nuages mésosphériques. Ces courbes montrent bien que, à partir d'une certaine valeur de rayon, l'exposant d'Ångström atteint une zone d'oscillations. Ce mode est atteint plus tôt pour les valeurs de Θ les plus élevées. Mais il est possible de déterminer l'intervalle des valeurs de α qui sont associées à une valeur unique de r (repéré par une double flèche sur la figure). Pour cela, il suffit de repérer les minima de la courbe, qui correspondent à un changement de signe de la dérivée première et à une dérivée seconde positive. La borne supérieure de l'intervalle est alors définie par le plus faible de ces minima. La taille des particules ne pourra donc être déterminée de manière non ambiguë que pour les PMC dont l'exposant d'Ångström se trouve dans cet intervalle. Les autres (qui se sont révélés extrêmement rares) ne seront pas pris en compte. Ainsi, l'unicité de la solution est assurée.

5.1.5 Discussion et comparaison avec les autres instruments

Maintenant que le principe de la technique de calcul de la taille des particules a été expliqué, nous allons pouvoir la comparer aux autres méthodes existantes. Cela va permettre de mettre en évidence ses avantages, mais aussi ses inconvénients, qu'il sera important de garder à l'esprit au moment de l'interprétation des résultats.

Comme nous allons le voir dans la partie suivante, plusieurs autres instruments ont eux aussi contribué à l'étude microphysique des nuages noctulescents, et les méthodes utilisées peuvent être très différentes les unes des autres. Nous allons particulièrement nous intéresser ici au cas des instruments spatiaux qui, comme GOMOS, mesurent la dépendance spectrale de la lumière diffusée par les cristaux de glace, c'est-à-dire OSIRIS et SCIAMACHY (cf partie 1.3.3, *Satellites*). Ceux-ci n'utilisent pas du tout la même technique que celle qui va être appliquée aux données fournies par GOMOS. Seules les longueurs d'onde dans l'UV, inférieures à environ 300 nm, sont utilisées. La luminance du nuage est ensuite normalisée par le spectre du flux solaire incident. Le spectre qui en résulte est donc directement proportionnel à la section efficace différentielle de diffusion, et donc aussi à λ^α (d'après les équations 5.2 et 5.3). L'exposant d'Ångström peut être facilement déduit, puisqu'il correspond au coefficient directeur de la représentation logarithmique du spectre obtenu par rapport à la longueur d'onde. Une fois la valeur de α déterminée, le passage à la taille des particules se fait comme décrit dans la partie précédente. Pour une explication plus détaillée de cette méthode, il est conseillé de se référer à Von Savigny et al. (2005) pour OSIRIS ou à Robert et al. (2009) pour SCIAMACHY.

Le fait de se limiter au domaine UV a pour but d'éliminer la contribution de l'albédo terrestre et de la diffusion multiple. En effet, l'ozone est caractérisé par une forte bande d'absorption dans cette région spectrale. Les mesures effectuées dans la haute mésosphère ne sont donc pas affectées par le rayonnement solaire réfléchi ou diffusé par les plus basses couches de l'atmosphère. Celui-ci provenant du bas, est en effet complètement absorbé par l'ozone. Cette méthode permet donc en principe une meilleure détermination du spectre caractéristique du nuage, et donc un calcul de l'exposant d'Ångström plus précis.

Cependant, elle présente aussi de nombreux inconvénients. Elle limite en effet beaucoup les données qui peuvent être utilisées. Seule une petite partie du spectre disponible est analysée : ces études reposent sur une gamme spectrale large d'environ 35 nm. De plus, seuls certains points sont effectivement utilisés, pour éviter la contamination du spectre par des raies d'émission, qui pourraient sensiblement biaiser le calcul de α . En outre, la détermination du spectre de la diffusion Rayleigh, nécessaire pour pouvoir isoler celui du nuage, est plus difficile dans l'UV. Elle ne peut pas être faite à partir du spectre mesuré en dessous du nuage (~ 50 km), comme cela est possible dans le visible, puisque les spectres mesurés à cette altitude dans l'UV sont encore très marqués par l'absorption par l'O₃ présent le long de la ligne de visée (mesures effectuées dans la bande de Hartley). Il est donc nécessaire de se baser sur d'autres mesures, effectuées à plus haute altitude, aux latitudes où les PMC ne se forment pas (Karlsson and Gumbel, 2005). Une mesure étant toujours entachée d'une certaine erreur, qui peut varier selon les conditions d'observations dans lesquelles elle est faite, l'utilisation de données provenant de plusieurs mesures différentes peut donc être une source d'incertitude. D'autre part, le choix du spectre solaire utilisé pour la normalisation est délicat et nécessite lui aussi l'utilisation de mesures extérieures. Enfin, le rayon seuil à partir duquel le régime d'oscillations de l'exposant d'Ångström est atteint (voir la figure 5.5) est beaucoup plus petit dans l'UV que dans le visible. Une même valeur de α peut donc être associée à de multiples valeurs du rayon, cette ambiguïté se posant pour des rayons bien plus faibles dans l'UV. Ceci est un réel problème, puisqu'il empêche l'utilisation des mesures faites aux angles de diffusion les plus élevés. Par exemple, l'instrument SCIAMACHY effectue ses observations de l'hémisphère Sud à des angles toujours supérieurs à 115°. La détermination de la taille des particules avec la méthode utilisée y est donc impossible, puisqu'elle ne peut pas s'y faire de manière non ambiguë (Robert et al., 2009). Par conséquent, le traitement de ses données est limité aux angles de diffusion les plus petits, bien qu'ils soient associés à de plus grandes incertitudes.

L'algorithme développé dans le cadre de cette thèse présente quant à lui des caractéristiques bien différentes. Le problème de l'albédo et de la diffusion multiple est effectivement moins bien résolu dans le domaine visible, puisqu'il n'existe pas de filtre d'ozone. Comme cela a été expliqué précédemment (partie 5.1.2), la lumière réfléchie par les plus basses couches atmosphériques est responsable de la lumière parasite externe, qui a été éliminée lors de la correction des spectres. Cependant, cette lumière peut tout de même avoir une influence dans le cas où elle est rediffusée par les molécules ou particules situées dans le champ de vue de l'instrument. L'albédo est alors à l'origine d'un biais, comme cela va être montré par la suite lors de la description des résultats (partie 5.3.1).

Malgré cela, la méthode utilisée présente de très nombreux avantages. Tout d'abord, elle est basée sur un domaine spectral très large, ce qui va permettre une détermination de l'exposant d'Ångström plus robuste (cf figure 5.3C). Ce domaine correspond qui plus est aux longueurs d'onde auxquelles les luminances sont les plus importantes. Le rapport signal/bruit y est par conséquent plus élevé. D'autre part, comme nous l'avons vu dans la partie 5.1.3, cette méthode est purement relative. C'est-à-dire qu'aucune mesure extérieure n'est utilisée. Ici, il n'est pas nécessaire de connaître le flux solaire incident, puisque le spectre du nuage est normalisé par celui de la diffusion Rayleigh, ce dernier étant obtenu à partir d'une mesure faite à plus basse altitude, au cours de la même occultation, et donc dans des conditions d'observation rigoureusement identiques. Ce point est très important, et confère une certaine fiabilité à la méthode. Enfin, dans le visible, le régime d'oscillations de l'exposant d'Ångström est toujours atteint à des rayons relativement élevés, même pour les angles de diffusion les plus grands. Une valeur de α est donc quasiment toujours associée à une valeur unique de rayon. Et, pour les rares cas où une ambiguïté pourrait subsister, le problème peut être pris en compte très simplement, comme nous l'avons vu dans la partie précédente.

5.2 The PMC Particle Size Working Group

5.2.1 Présentation et objectifs

La connaissance de la distribution en taille des particules de glace qui constituent les PMC est particulièrement importante pour une meilleure compréhension de leur processus de formation. Elle est donc essentielle à une modélisation théorique correcte de ces nuages et des processus physiques qui interviennent dans leur environnement. Mais, cette distribution est très difficile à mesurer, étant donné qu'elle dépend de nombreux paramètres.

Depuis plusieurs années, les nuages noctulescents ont été observés par de multiples instruments, positionnés au sol ou embarqués sur satellite, et capables de fournir des informations sur la taille des cristaux de glace dont ils sont composés. Les rayons moyens obtenus sont toujours inférieurs à 100 nm. Cependant, les divers résultats publiés jusqu'à maintenant dans la littérature scientifique peuvent significativement varier d'une étude à l'autre. Or leurs différences sont très difficiles à interpréter. En effet, le recoupement des observations faites par des instruments différents est très rare. La comparaison doit donc généralement se faire d'un point de vue purement statistique. Mais les méthodes utilisées peuvent être très différentes les unes des autres. Par exemple, certains instruments spatiaux mesurent la dépendance spectrale de la lumière diffusée par les particules nuageuses (c'est le cas de GOMOS). D'autres observent quant à eux plusieurs fois un même volume d'atmosphère, à plusieurs angles de diffusion différents, afin de pouvoir déterminer leur fonction de phase. Ces méthodes peuvent être basées sur des gammes de longueurs d'onde elles aussi très différentes. De plus, la lumière reçue par un instrument correspond à une intégration sur un certain volume d'atmosphère, paramètre qui varie

Instrument	OSIRIS	SCIAMACHY	SOFIE	CIPS	ALOMAR LIDAR	GOMOS
Wavelength(s) (nm)	275-310	265-300	9 channels, UV-IR	265	355,532,1064	350-600
Viewing Geometry	Limb	Limb	Solar Occultation	Near Nadir	Vertical	Limb
Retrieval Technique	Spectrum	Spectrum	Color Ratio	Phase Function	Color Ratio	Spectrum
Scattering Angles (°)	70-100	22-60	0	30-150	X	110-180
Sample Volume (km³)	18.10 ³	10 ⁶	2250	338	0.4	485
Local Time	8,17	11.5,20.5	24	13.5,22.5	All	All
Year of First Operations	2001	2002	2007	2007	1997	2002

Tab. 5.1 – Description des différents instruments participant au “*PMC Particle Size Working Group*”, avec ajout des caractéristiques de GOMOS. (communication personnelle avec le “*PMC Particle Size Working Group*”)

significativement d’un instrument à l’autre⁸. D’autre part, dans la plupart des cas, les études ne concernent pas la même période ou le même hémisphère. Enfin, il existe de nombreuses possibilités pour les hypothèses qu’il est nécessaire de faire intervenir afin de décrire la distribution en taille, comme nous l’avons vu précédemment. Or, de nombreuses publications présentent des travaux pour lesquels des hypothèses très différentes ont été choisies. Tout ceci fait de la comparaison de ces résultats une tâche relativement complexe.

C’est pourquoi un groupe de travail international, connu sous le nom de “*PMC Particle Size Working Group*”, a récemment été formé. Celui-ci regroupe des représentants des principales expériences qui étudient actuellement les propriétés microphysiques des nuages noctulescents, ainsi que des experts en modélisation. L’objectif de ce groupe est d’établir un état de l’art de la détermination de la taille des particules constituant ces nuages, afin d’essayer de comprendre les causes possibles des divergences entre les instruments et de mieux formaliser les études menées à ce sujet. Pour l’instant, cinq instruments sont impliqués, dont quatre embarqués sur des plateformes spatiales et un lidar au sol. Ils sont tous

⁸Le champ de vue des spectromètres de GOMOS est particulièrement petit (91,0 μ rad dans la direction verticale et 96,2 μ rad dans la direction horizontale). Ceci correspond à des distances de 290 m et 310 m, respectivement, au niveau du point tangent. Ce rectangle se déplace, au cours de la mesure, balayant une surface de 0,97 km² en moyenne (varie d’une occultation à l’autre selon l’étoile visée). D’autre part, les instruments d’observation au limbe intègrent le signal sur environ 500 km le long de la ligne de visée, à l’altitude des PMC. Le volume d’atmosphère couvert par GOMOS est donc de l’ordre de 485 km³.

très différents les uns des autres, comme le montre le tableau 5.1, qui regroupe leur principales caractéristiques (se reporter au chapitre 1, partie 1.3.3, pour une présentation plus générale de ces instruments). La participation de GOMOS intéresserait les membres de ce groupe. En effet, étant donné sa méthode unique (utilisation d'une large gamme spectrale dans le visible), il pourrait constituer un apport enrichissant à ce travail de comparaison. Son inclusion est, pour l'instant, encore à l'état de projet.

5.2.2 Résultats

Une approche a été mise en place au sein de ce groupe de travail, dans le but de comparer de manière quantitative les bases de données fournies par ces instruments, si différents soient-ils. Pour ceci, seules sont prises en compte les périodes et les localisations auxquelles chacune des expériences a effectué des observations. L'étude ne concerne que deux saisons (2007 et 2008 dans l'hémisphère Nord), dans une bande de latitude centrée sur 69° (position du lidar ALOMAR). La différence de sensibilité entre les différents instruments est prise en compte. Le passage des mesures expérimentales à des tailles de particules est basé sur des tables de valeurs théoriques, issues d'un code T-matrix. Celles-ci sont calculées pour tout un ensemble d'hypothèses sur la forme et la distribution en taille des diffuseurs, de la même manière pour l'ensemble des instruments de ce groupe (et pour GOMOS également). Toutes ces hypothèses ont ensuite été testées de manière itérative, dans le but de trouver lesquelles amèneraient à la meilleure cohérence des différentes bases de données.

La figure 5.6 illustre les résultats de ce travail. Ceux-ci n'ont pas encore été publiés (article actuellement en cours de rédaction), mais ont été présentés à l'occasion de plusieurs conférences internationales (Bailey et al. (2009a), Bailey et al. (2010)). La comparaison est basée sur les histogrammes de taille des particules obtenus par les cinq instruments au cours de la saison Nord 2008, ainsi que sur la variation saisonnière associée. La figure 5.6A représente le cas de particules sphéroïdes (rapport axial = 2) distribuées selon une loi normale d'écart type égal à 14 nm. On peut constater que ce choix d'hypothèses amène à une forte dispersion des résultats. Le rayon moyen peut en effet varier de 30 à plus de 80 nm selon la base de données considérée. Après de nombreux essais et de nombreuses discussions, les membres du groupe ont finalement trouvé l'ensemble d'hypothèses qui permet de minimiser ces divergences. Il s'agit de considérer toujours des particules sphéroïdes (rapport axial = 2) distribuées selon une loi normale. Mais cette fois-ci l'écart type varie linéairement avec le rayon moyen, tel que $\sigma = r/2$. La figure 5.6B montre que les résultats deviennent alors beaucoup plus satisfaisants.

Au-delà de la bonne cohérence des différents instruments, il existe d'autres preuves que cet ensemble d'hypothèses constitue une description réaliste de la distribution en taille des cristaux de glace dans les nuages noctulescents. Plusieurs travaux de modélisation, qui reproduisent tous les processus microphysiques actuellement connus, aboutissent à des distributions normales plutôt que log-normales (Berger and von Zahn (2002), Rapp and Thomas (2006)). D'autre part, l'analyse des mesures de l'instrument SOFIE a montré que la constitution des PMC était dominée par des particules sphéroïdes, de rapport axial

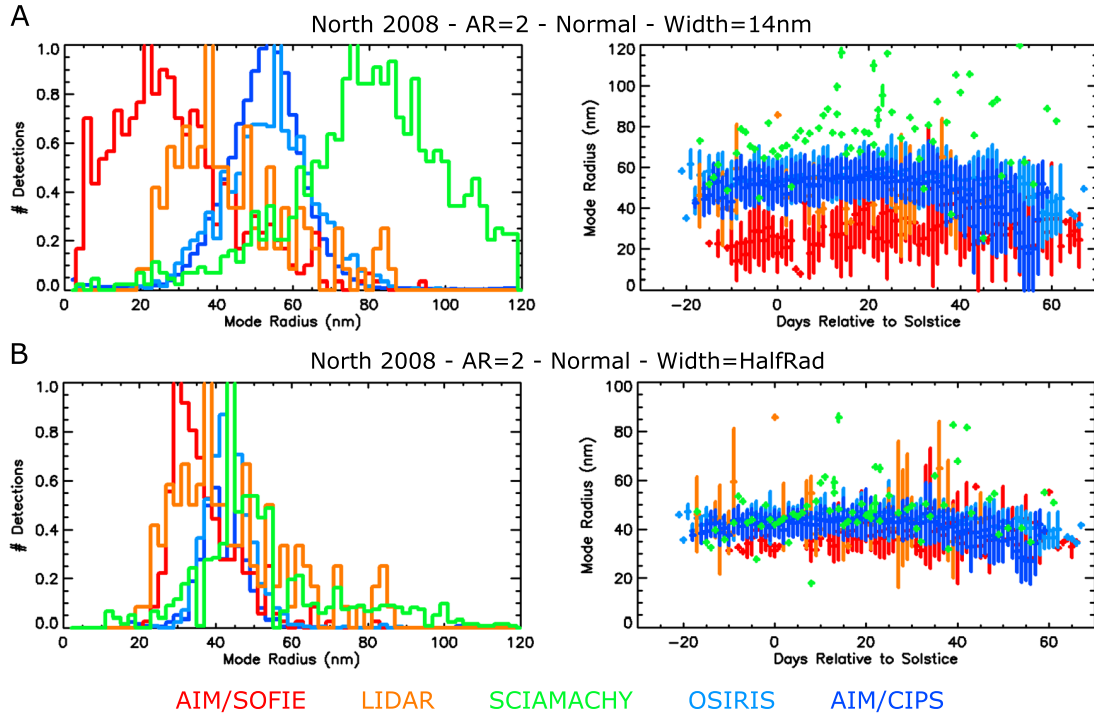


Fig. 5.6 – Résultats des travaux menés par le “*PMC Particle Size Working Group*” : histogrammes et variation saisonnière des tailles des cristaux, pour les différents instruments impliqués. (Les barres verticales correspondent à l’écart type de chaque échantillon journalier.) Comparaison de deux ensembles d’hypothèses utilisés pour la modélisation : particules sphéroïdes (rapport axial = 2), distribuées selon une loi normale avec $\sigma = 14\text{nm}$ (A) ou $\sigma = r/2$ (B). (Scott Bailey, de la part du “*PMC Particle Size Working Group*”, communication personnelle)

égal à 1.9 (Hervig and Gordley, 2010). Enfin, l’existence d’une relation linéaire entre l’écart type et la moyenne des distributions a été constatée par Baumgarten et al. (2010). Il est en effet possible, à partir des mesures lidar, de calculer à la fois la largeur et la moyenne, caractéristiques d’une distribution en taille. Ces informations peuvent donc être utilisées afin de mieux comprendre la connexion qui existe entre ces deux paramètres. La relation obtenue à partir de l’analyse des données du lidar ALOMAR est en réalité plus proche de $\sigma = r/2.5$, mais l’approximation $\sigma = r/2$ semble être satisfaisante dans un premier temps. Il a également été observé que l’écart type devient constant pour les plus grosses particules. Ces résultats ont pu être reproduits par un modèle microphysique. Cette connexion entre les deux paramètres serait liée au mélange vertical dû à la diffusion turbulente (se référer à Baumgarten et al. (2010) pour des explications plus détaillées à ce sujet).

C’est en se basant sur ces résultats récents qu’a été fait le choix des hypothèses utilisées dans le cadre de cette thèse. Nous allons donc considérer que les particules de glace qui

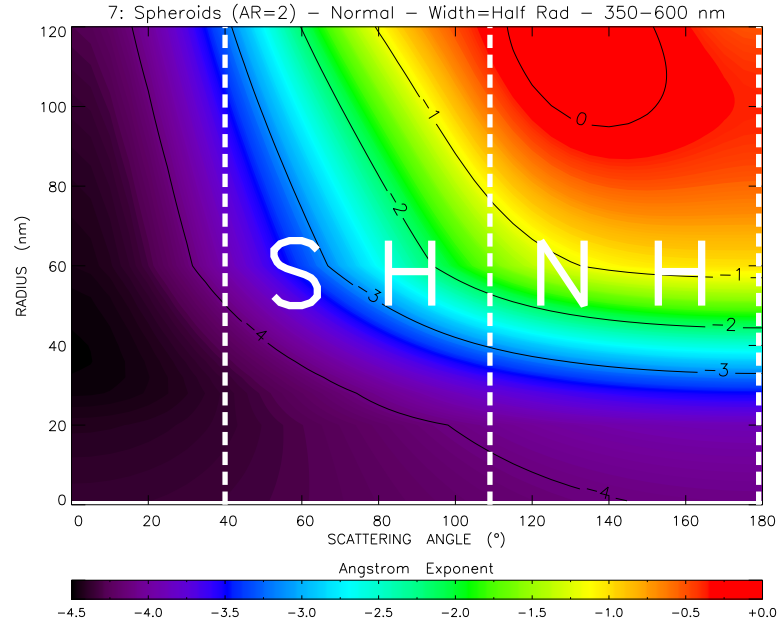


Fig. 5.7 – Représentation des valeurs de l'exposant d'Ångström en fonction de l'angle de diffusion et du rayon moyen. Sorties d'un modèle de diffusion T-matrix dans le cas de particules de glace d'eau sphéroïdes (rapport axial = 2), distribuées selon une loi normale dont l'écart type et la moyenne sont liés par une relation linéaire : $\sigma = r/2$. Les lignes pointillées blanches délimitent les gammes d'angles de diffusion couvertes dans les deux hémisphères.

constituent les PMC sont des cristaux de forme sphéroïdes, avec un rapport axial égal à 2, et sont distribuées selon une loi normale, dont la largeur est égale à la moitié de la moyenne. Plus exactement, l'écart type respecte cette relation linéaire seulement dans un certain intervalle, et est supposé constant au-delà de cet intervalle, ce qui est cohérent avec les résultats de Baumgarten et al. (2010). Il est donc défini comme suit :

- $\sigma = 10 \text{ nm}$ pour $r \leq 20 \text{ nm}$
- $\sigma = r / 2$ pour $20 \text{ nm} < r < 60 \text{ nm}$
- $\sigma = 30 \text{ nm}$ pour $r \geq 60 \text{ nm}$

Ces hypothèses sont exactement les mêmes que celles qui ont abouti à la figure 5.6B. Les valeurs de l'exposant d'Ångström ainsi obtenues sont représentées sur la figure 5.7, en fonction de l'angle de diffusion et du rayon moyen. Dans le cas de l'exemple considéré précédemment (cf figure 5.3), pour une valeur de α mesurée égale à $-2,58 \pm 0,07\%$, avec $\Theta = 138,2^\circ$, il en résulte un rayon égal à $40,01 \pm 0,02 \text{ nm}$. Ceci correspond à une erreur relative de seulement 0,05% (Le calcul de l'erreur faite sur la détermination de r en fonction de l'erreur faite sur le calcul de α va être explicité dans la partie suivante).

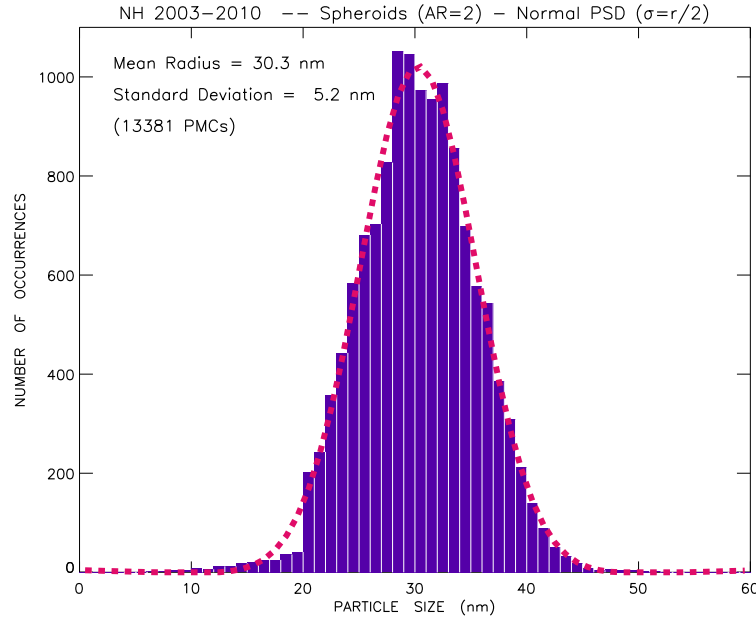


Fig. 5.8 – Histogramme pondéré des tailles moyennes des particules nuageuses obtenues pour l'ensemble des données disponibles dans l'hémisphère Nord. Les résultats sont bien représentés par une loi gaussienne, de moyenne 30,3 nm et d'écart type égal à 5,2 nm (courbe pointillée).

5.3 Application à l'ensemble de la base de données GOMOS

5.3.1 Résultats généraux

Hémisphère Nord

L'algorithme décrit ci-dessus a pu être appliqué à l'ensemble des données disponibles. Rappelons que cette base de données s'étend de 2002 à 2010 et que, lors de ces 8 années, plus de 21 000 nuages mésosphériques polaires ont été détectés. La taille des particules qui les constituent a pu être évaluée pour plus de 90 % d'entre eux.

L'histogramme 5.8 représente les résultats obtenus pour l'ensemble des données disponibles dans l'hémisphère Nord. Il faut savoir que l'erreur faite sur la détermination du rayon, notée Δr , a été prise en compte lors de son tracé. Elle est calculée à partir de l'erreur faite sur l'exposant d'Ångström. Celle-ci, notée $\Delta\alpha$, est représentative de l'exactitude de la régression linéaire qui a permis de calculer α , comme nous l'avons vu précédemment (partie 5.1.3). Cette erreur est généralement très faible pour la majorité des PMC, mais peut être relativement importante dans le cas des nuages dont le signal est particulièrement faible. Δr est calculé, pour un exposant d'Ångström et un angle de diffusion fixés, $\alpha = \alpha_0$ et $\Theta = \Theta_0$ respectivement, selon la formule suivante :

$$\Delta r = \left(\frac{\partial r(\alpha, \Theta)}{\partial \alpha} \right)_{\alpha_0, \Theta_0} \cdot \Delta \alpha \quad (5.9)$$

Comme l'illustre la figure 5.9, qui correspond aux variations théoriques de α en fonction de r pour différentes valeurs de Θ , cette erreur est fortement dépendante de l'angle de diffusion considéré. En effet, l'exemple représenté en rouge montre bien qu'une même valeur de $\Delta\alpha$ peut amener à des erreurs sur r beaucoup plus importantes dans le cas des mesures effectuées aux angles les plus faibles. Ceci confirme bien le problème qui avait été soulevé à la page 150.

Les études de la taille des particules menées à partir des autres instruments ne considèrent généralement que les PMC dont la luminance est située au-dessus d'un certain seuil, puisque les nuages les plus faibles sont associés à d'importantes incertitudes sur la détermination du rayon. Plutôt que de tronquer ainsi la statistique, nous avons fait le choix d'appliquer un facteur de pondération, calculé pour chaque cas en fonction de la valeur de $\Delta r/r$. Cela permet de prendre en compte tous les résultats, tout en donnant moins d'importance aux moins précis. Ce facteur, noté w_r , est défini en fonction de l'erreur relative tel que :

$$w_r = C \cdot \exp\left(-a \cdot \frac{\Delta r}{r}\right) \quad \text{pour } 0.1 \leq \frac{\Delta r}{r} \leq 1 \quad (5.10)$$

Où C et a sont des constantes. w_r décroît donc exponentiellement pour les cas dont l'erreur relative dépasse 10%, et ce jusqu'à 100%. Il est considéré comme constant en dehors des limites de cet intervalle : il est égal à 1 pour les incertitudes les plus faibles, et atteint une limite de 0,01 lorsque Δr devient plus grand que le rayon lui-même. Les valeurs des constantes C et a ont été obtenues à partir de ces conditions aux limites ($C = 10^{2/9}$ et $a = \frac{20}{9} \cdot \ln 10$). La figure 5.10 illustre cette définition pour plus de clarté.

Maintenant que toutes les précisions nécessaires ont été apportées, nous pouvons revenir à l'histogramme qui illustre la répartition des valeurs de taille des particules

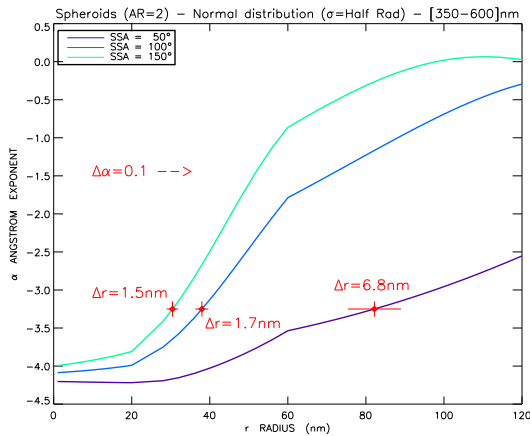


Fig. 5.9 – Illustration du calcul de l'erreur Δr , faite sur la détermination du rayon, en fonction de $\Delta\alpha$ et de l'angle de diffusion.

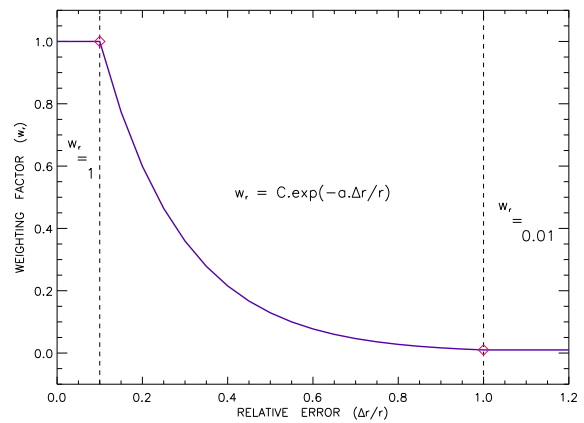


Fig. 5.10 – Représentation mathématique du facteur de pondération appliqué aux données, afin de prendre en compte l'erreur Δr dans le tracé des histogrammes.

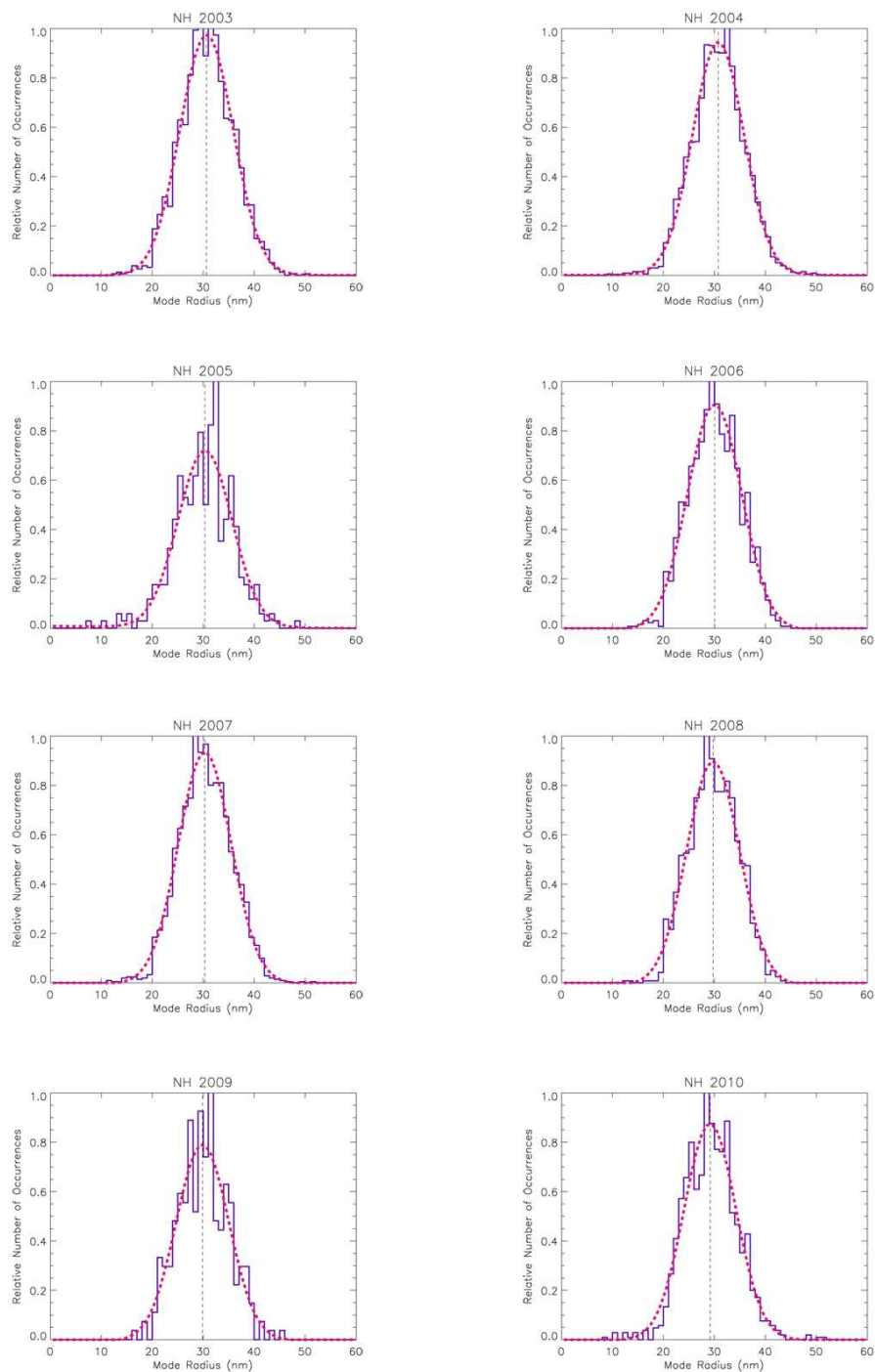


Fig. 5.11 – Histogrammes des rayons moyens, pour chacune des huit saisons observées par GOMOS entre 2003 et 2010 dans l'hémisphère Nord. Les courbes pointillées sont les gaussiennes qui constituent les meilleures représentations mathématiques de ces histogrammes.

(figure 5.8). Pour l'ensemble des nuages mésosphériques détectés dans l'hémisphère Nord, cet histogramme est parfaitement représenté par une loi gaussienne. La majorité des nuages semblent être constitués de cristaux de glace dont le rayon est compris entre 20 et 45 nm. Cette distribution est caractérisée par une moyenne égale à 30,3 nm et un écart type de 5,2 nm. Les histogrammes calculés pour chacune des huit saisons observées de 2003 à 2010 sont représentés sur la figure 5.11. On peut constater que leurs paramètres caractéristiques (moyenne et écart type) ne présentent aucune variabilité interannuelle notable. Le rayon moyen est en effet très stable autour de 30 nm, à plus ou moins 0,8 nm près, et l'écart type reste lui aussi stable autour de 5 nm.

De nombreuses études ont été menées à ce sujet, mais la comparaison des résultats est très difficile à interpréter. Comme expliqué précédemment (page 153), ils ont été obtenus à partir d'instruments très différents, qui de plus utilisent des méthodes et des hypothèses différentes, et traitent des régions et des périodes différentes. C'est pourquoi il a été décidé que les résultats obtenus avec GOMOS allaient être comparés seulement à ceux obtenus par les cinq instruments impliqués dans le "*PMC Particle Size Working Group*", représentés sur la figure 5.6B. Ce sont en effet les seuls qui ont été obtenus avec des hypothèses sur la distribution en taille et la forme des particules strictement identiques. Les valeurs moyennes varient de 36,0 à 45,4 nm, et les écarts type de 6,1 à 29,9 nm. GOMOS obtient donc une valeur moyenne et un écart type plus faibles que l'ensemble des autres instruments. Celui qui fournit les résultats les plus proches, c'est-à-dire qui obtient les valeurs les plus faibles, est SOFIE, spectromètre à bord du satellite américain AIM (cf partie 1.3.3). Cet instrument a été optimisé pour l'étude des PMC, puisqu'il s'agit de son objectif principal. Il utilise la technique de l'occultation solaire, qui, tout comme l'occultation stellaire, permet l'auto-calibration. Sa détermination du rayon des particules est basée sur des mesures infrarouges effectuées, entre autres, à 3 μm . Cette longueur d'onde correspond à une bande d'absorption de l'eau, ce qui permet à cet instrument d'avoir un rapport signal/bruit très élevé. Tout ceci explique qu'il soit particulièrement plus sensible que les autres instruments du groupe. Afin de tenir compte de cette différence, un seuil a été défini, en fonction du rayon des particules et du contenu en glace, en dessous duquel les nuages vus par SOFIE ne sont pas pris en compte, car ils ne pourraient pas être détectés par les autres instruments. Ceci explique d'ailleurs l'asymétrie de l'histogramme qui en résulte, qui apparaît tronqué du côté des plus petites valeurs (en rouge sur la figure 5.6B). Par contre, dans le cadre de notre étude, tous les nuages, même les plus faibles, sont pris en compte. Si c'était le cas pour SOFIE, le résultat obtenu se rapprocherait certainement de celui de GOMOS. Cela montre que la détection des nuages mésosphériques par GOMOS est particulièrement sensible. Ceci n'est pas étonnant, étant donné qu'il présente un avantage notable par rapport aux instruments similaires (embarqués sur satellite et qui regardent le limbe de l'atmosphère, comme SCIAMACHY et OSIRIS par exemple). Comme nous l'avons vu dans le chapitre 3 (partie 3.4), la détection est faite à partir de photomètres haute fréquence, qui présentent un niveau de bruit extrêmement bas. Les autres instruments ne sont quant à eux équipés que de spectromètres, et doivent donc établir un seuil de détection afin de distinguer le signal du nuage d'un certain niveau de bruit. Cependant, bien qu'il soit possible que GOMOS soit sensible à de petites particules, cela n'explique pas pourquoi il détecte moins de grosses particules que l'ensemble des autres

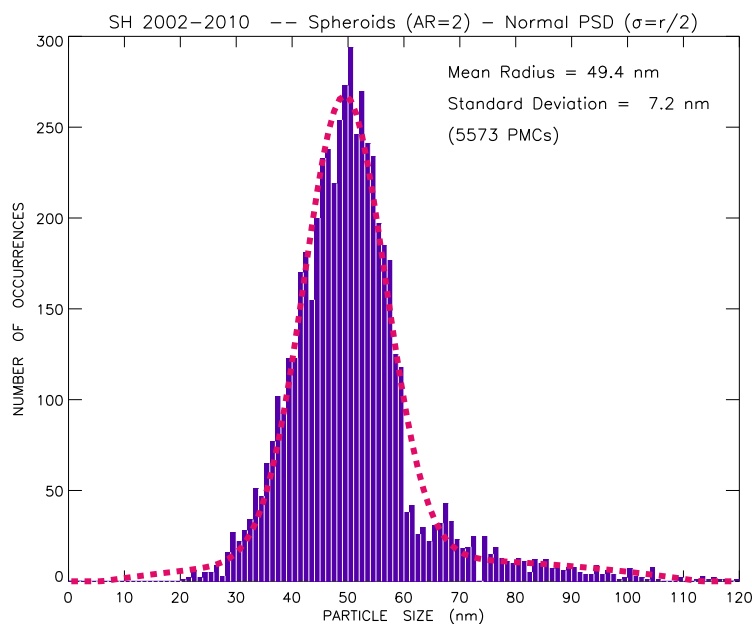


Fig. 5.12 – Histogramme pondéré des tailles moyennes des particules nuageuses obtenues pour l'ensemble des données disponibles dans l'hémisphère Sud. La courbe pointillée correspond à une loi gaussienne, de moyenne 49,4 nm et d'écart type égal à 7,2 nm, combinée à un polynôme de degré 2.

instruments (maximum généralement de l'ordre de 60 nm alors que GOMOS présente un maximum autour de 45 nm). Il est donc possible que l'estimation du rayon soit légèrement sous-estimée, comme nous allons le voir par la suite. Nous pouvons également noter que les résultats de GOMOS sont par ailleurs cohérents avec certaines études de modélisation. Berger and von Zahn (2002), par exemple, ont trouvé des rayons moyens compris entre 10 et 30 nm, à partir d'un modèle 3D de circulation générale de la moyenne atmosphère, traitant la chimie mésosphérique ainsi que les processus microphysiques.

Hémisphère Sud

L'algorithme de calcul de la taille des particules a également été appliqué à l'hémisphère Sud. L'histogramme 5.12 illustre la répartition des valeurs obtenues. Il est caractérisé par une moyenne égale à 49,4 nm et un écart type de 7,2 nm. La comparaison de ces valeurs avec d'autres expériences n'est pas possible, étant donné que le rayon n'a jamais été calculé dans l'hémisphère Sud avec des hypothèses équivalentes à celles qui ont été utilisées ici. Chacune des huit saisons observées par GOMOS a été représentée individuellement sur la figure 5.13. La variabilité y est un peu plus importante qu'au Nord, avec des valeurs moyennes qui varient de 45,1 à 52,2 nm, et des écarts type compris entre 5 et 9 nm. On peut remarquer que ces histogrammes sont moins bien représentés par une loi gaussienne que ceux de l'hémisphère Nord. En effet, ils présentent tous une extension vers les plus

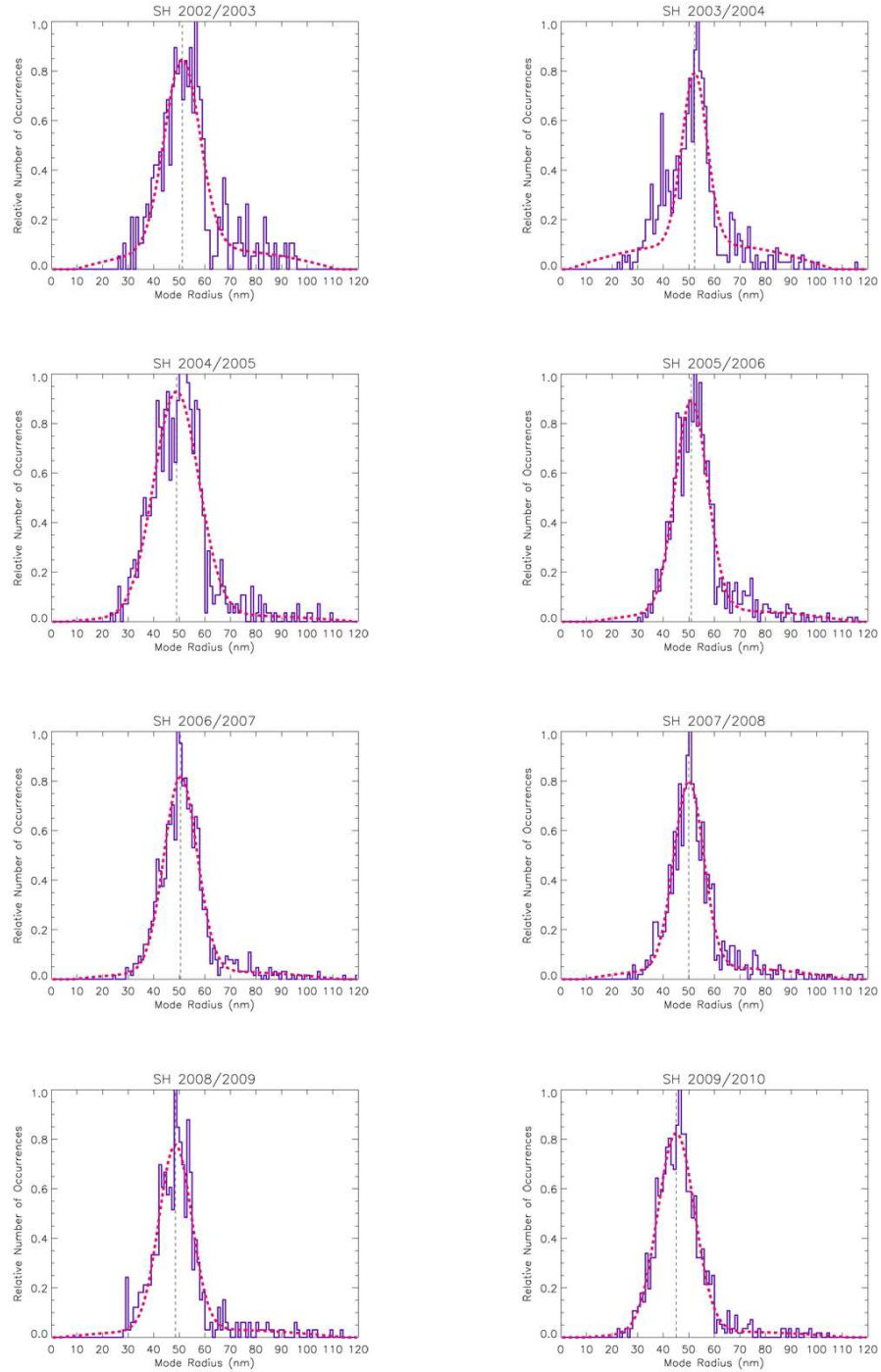


Fig. 5.13 – Histogrammes des rayons moyens, pour chacune des huit saisons observées par GOMOS entre 2002 et 2010 dans l'hémisphère Sud. Les courbes pointillées sont les gaussiennes, combinées à un polynôme de degré 2, qui constituent les meilleures représentations mathématiques de ces histogrammes.

grandes valeurs. Ceci est en réalité un biais dû aux conditions d'observations. Après vérification, tous ces cas correspondent à des PMC détectés à des angles de diffusion entre 40 et 45°. Or, comme nous l'avons vu précédemment (cf figure 5.9), les angles les plus faibles sont associés à des incertitudes particulièrement importantes. La figure 5.6 montre d'ailleurs que GOMOS n'est pas le seul instrument touché par ce problème. En effet, l'histogramme tracé à partir des résultats de SCIAMACHY présente également une extension marquée vers les plus grandes valeurs de rayon. Cet instrument est lui aussi embarqué sur ENVISAT, mais observe l'atmosphère dans la direction opposée à GOMOS. Dans son cas, c'est donc au Nord que les angles de diffusion sont les plus faibles.

Les valeurs obtenues au Sud sont significativement plus grandes que celles obtenues au Nord. Ce résultat ne paraît pas correct à première vue. Aucune réelle étude de comparaison interhémisphérique n'a été faite à propos de la taille des particules. Von Savigny and Burrows (2007) ont cependant réuni les différents résultats disponibles dans la littérature, provenant de mesures spatiales, de lidars sol ou de fusées-sondes (voir leur figure 6). Toutes ces données, à l'origine calculées à partir d'hypothèses différentes, ont été converties afin qu'elles prennent la valeur qu'elles auraient dû avoir si les particules avaient été supposées de forme sphérique, et distribuées selon une loi log-normale de largeur égale à 1,4. Il en résulte que les particules détectées dans l'hémisphère Nord ont, en moyenne, un rayon légèrement plus grand que celles détectées dans l'hémisphère Sud. Von Savigny et al. (2005) aboutit également à des rayons légèrement plus grands au Nord, mais cette étude n'est basée que sur une sélection de 16 nuages. Elle n'est donc pas statistiquement significative. Cependant, s'il n'existe pas d'étude comparative claire à ce sujet, la luminance des PMC est quant à elle beaucoup mieux connue, et de nombreuses études signalent qu'elle est plus importante au Nord qu'au Sud (cf partie 4.4). Or, une luminance plus élevée dans l'hémisphère Nord pourrait être liée à des particules de glace plus grosses, dues à une mésosphère d'été plus humide et plus froide (relation vraie seulement pour un nombre de diffuseurs équivalent, puisque la luminance est proportionnelle à leur surface totale).

Il semblerait donc bien que les résultats obtenus dans le cadre de ce travail soient biaisés, les rayons étant légèrement sous-estimés au Nord, et surestimés au Sud. Ce problème est certainement dû au fait que, comme expliqué précédemment (partie 5.1.5), l'algorithme est basé sur le domaine visible, longueurs d'onde affectées par la contribution de l'albédo et de la diffusion multiple, comme déjà évoquée précédemment (page 152). En effet, la lumière réfléchiée par les plus basses couches atmosphériques, puis rediffusée par les molécules ou particules situées dans le champ de vue de GOMOS, peut influencer les spectres utilisés pour déterminer l'exposant d'Ångström. La lumière provenant du Soleil, et diffusée par ces mêmes molécules ou particules sans avoir été auparavant réfléchiée par les couches inférieures, peut être caractérisée par un angle de diffusion donné. Au contraire, la lumière qui vient du bas est associée à un angle solide très large. Elle correspond donc à un flux lumineux intégré sur l'ensemble des angles, de 0 à 180°. Résoudre ce problème nécessiterait un travail de modélisation supplémentaire, afin d'adapter les valeurs de α , influencé par cette composante. Ceci permettrait de prendre en compte cet effet dans les tables de valeurs théoriques, sur lesquelles se base le passage de l'exposant d'Ångström au rayon des particules. Afin d'imaginer les conséquences d'une telle modification, nous

pouvons observer la figure 5.7. Cela reviendrait à ajouter, pour chaque valeur de r , une composante correspondant aux coefficients α intégrés sur tous les angles. Les valeurs auront donc tendance à augmenter pour les angles de diffusion les plus faibles, là où elles sont inférieures à la moyenne. Au contraire, elles vont avoir tendance à diminuer, dans la gamme d'angles les plus élevés, puisqu'elles y sont supérieures à la moyenne. Les rayons finalement obtenus seront par conséquent plus faibles dans l'hémisphère Sud, et plus élevés dans l'hémisphère Nord. La correction de ce biais permettra donc de rapprocher les valeurs moyennes trouvées dans les deux hémisphères, peut-être même jusqu'à les inverser.

Il n'est malheureusement pas possible de quantifier cet effet sans un travail supplémentaire de modélisation, et la méthode nécessite donc quelques améliorations. Mais nous allons voir qu'elle permet tout de même d'obtenir des résultats exploitables et très intéressants dans sa version actuelle. Le tableau 5.2 présente les résultats d'un test de sensibilité qui a été appliqué aux deux hémisphères. Le rayon moyen, ainsi que l'écart type associé, ont été déterminés pour plusieurs ensembles d'hypothèses sur la distribution en taille des particules et sur leur forme. Chacun d'entre eux est défini par un numéro, de 1 à 7. La signification de ces indices, c'est-à-dire la description des hypothèses auxquelles ils correspondent, est précisée dans l'en-tête des figures 5.4 (1 à 6) et 5.7 (7). On remarque que, quel que soit l'essai considéré, les valeurs trouvées sont toujours moins élevées au Nord qu'au Sud. Mais on remarque aussi que les résultats y sont, d'une manière générale, beaucoup moins sensibles au choix des hypothèses. En effet, le rayon moyen est relativement stable autour de 30 nm, à plus ou moins 6 nm près. Cependant, il varie énormément d'une hypothèse à l'autre dans l'hémisphère opposé, avec des différences pouvant aller jusqu'à presque 50 nm. La méthode élaborée se révèle donc bien plus robuste au Nord.

Set of assumptions	Northern Hemisphere	Southern Hemisphere
	mean radius (nm)	mean radius (nm)
1	36.8	84.9
2	33.9	78.6
3	22.6	57.9
4	28.8	47.2
5	27.9	44.5
6	23.8	35.2
7	30.3	49.4

Tab. 5.2 – Résultats du test de sensibilité pour les deux hémisphères : moyenne et écart type de la répartition des rayons moyens, obtenus pour différents ensembles d'hypothèses sur la distribution des particules et leur forme (La signification des indices, c'est-à-dire la description des hypothèses auxquelles ils correspondent, est précisée sur les figures 5.4 et 5.7).

En raison de la plus grande précision, ainsi que de la plus grande robustesse qui y ont été constatées, l'algorithme de calcul de la taille des particules peut être considéré comme étant bien plus fiable dans l'hémisphère Nord. Nous allons donc nous contenter pour le moment, en attendant de futures améliorations, d'étudier cette région du globe. Comme nous allons le voir dans la suite, cette première version de la méthode est amplement suffisante pour étudier de manière précise les variations du rayon des cristaux de glace en fonction du temps, de la latitude ou de l'altitude. Bien que les résultats semblent y être légèrement sous-estimés, leur très bonne cohérence avec les autres études menées à ce sujet va nous conforter dans ce choix.

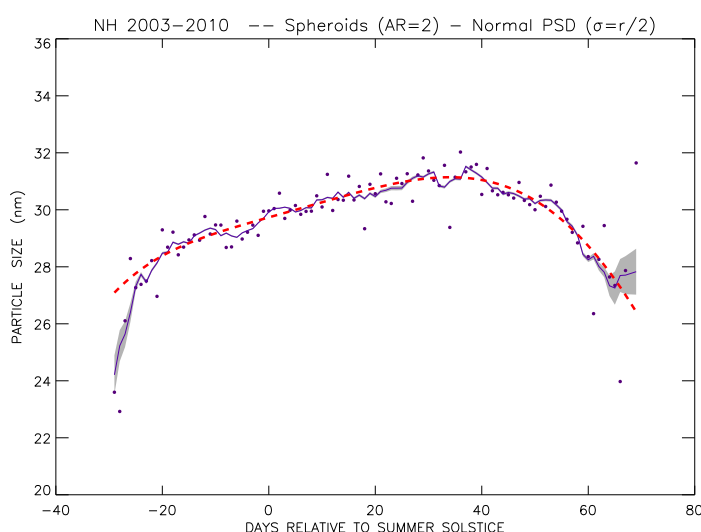


Fig. 5.14 – Variation saisonnière de la taille des particules, pour l'ensemble des PMC détectés dans l'hémisphère Nord de 2003 à 2010. Chaque point correspond à une moyenne journalière. La courbe violette a été obtenue par l'application d'une moyenne glissante sur 5 jours et la zone grisée représente l'erreur sur la moyenne qui y est associée. Enfin, la courbe rouge pointillée est une régression polynomiale de degré 4 de ces données.

5.3.2 Évolution saisonnière

L'évolution saisonnière de la taille des particules est représentée sur la figure 5.14. Chaque point correspond à une moyenne journalière, calculée en prenant en compte tous les nuages détectés dans l'hémisphère Nord de 2003 à 2010. La courbe violette a été obtenue par une moyenne glissante sur 5 jours, et la zone grisée illustre l'erreur d'estimation de la moyenne associée à chacun des points, elle aussi lissée sur 5 jours. Nous pouvons remarquer que cette erreur est négligeable quasiment tout au long de la saison, sauf les premiers et derniers jours, lorsque les nuages sont beaucoup moins nombreux. La courbe rouge pointillée illustre quant à elle la régression polynomiale représentant le mieux les données (degré 4). Elle permet de mettre en évidence l'allure générale de la variation temporelle, et fait ressortir une asymétrie notable. Le rayon des particules varie d'abord

brutalement en début de saison, pour ensuite évoluer beaucoup plus lentement. Il passe en effet d'environ 24 à 29 nm en seulement une dizaine de jours, puis continue ensuite à augmenter doucement, jusqu'à environ 35 jours après le solstice, où il atteint un maximum de l'ordre de 32 nm. Il diminue ensuite plus rapidement jusqu'à atteindre des valeurs autour de 27 nm en fin de la saison. Cette variation s'explique par le fait que, comme nous l'avons vu dans les chapitres précédents, le niveau de saturation de la haute mésosphère est plus élevé en milieu de saison, et la zone saturée est plus étendue verticalement. Ces conditions favorisent donc la possibilité de croissance des cristaux de glace. Cette variation saisonnière est tout à fait cohérente avec l'évolution de l'état général de la haute mésosphère polaire en été, qui est plus froide et plus humide une vingtaine de jours après le solstice pour des raisons dynamiques (cf chapitre 1, figure 1.7).

Le graphique de droite de la figure 5.6 permet une comparaison avec les résultats obtenus par les instruments impliqués dans le groupe de travail sur la taille des particules. La majorité d'entre eux mesurent bien une décroissance du rayon en fin de saison. Cependant, l'augmentation en début de saison est très faible, voire imperceptible. Mais il ne faut pas oublier que, comme cela a été précisé dans la partie précédente, la plupart des instruments ne prennent en compte dans leur analyse que les nuages dont la luminance est située au-dessus d'un certain seuil, alors qu'il a été choisi, dans le cas de GOMOS, de considérer tous les nuages. Les cas les moins brillants se formant en début et fin de saison (cf partie 4.4), ceci pourrait donc expliquer ces différences. La variation saisonnière observée par ces instruments est, d'une manière générale, très légère. Seul SCIAMACHY détecte des augmentations importantes, mais très irrégulières, en milieu de saison.

5.3.3 Variation méridienne

Nous allons maintenant nous intéresser à la variation méridienne de la taille des particules, toujours pour le même ensemble de nuages. Celle-ci est illustrée par la figure 5.15. Ici encore, les points correspondent à des moyennes, cette fois-ci calculées pour chaque intervalle de 1° de latitude. Les barres verticales représentent l'erreur associée à cette estimation, pour chaque échantillon. Comme on peut le voir, celle-ci est complètement négligeable au-dessus de 60°. La droite rouge pointillée correspond à la régression linéaire des données, pondérée par les erreurs. On observe une claire dépendance du rayon des particules nuageuses en fonction de la latitude. En effet, celui-ci augmente linéairement, avec un gradient de 0,52 nm/° jusqu'au pôle. Ceci s'explique par des températures plus basses à haute latitude. La pression de vapeur saturante est donc elle-aussi plus faible, ce qui permet à une plus grande quantité d'eau de condenser. De plus, la gamme d'altitudes avec des températures inférieures à la température de condensation est plus étendue à haute latitude, comme le montre la figure 4.13 (page 131). Ceci permet aux particules de grossir plus avant d'atteindre la région sous-saturée, qui définit le bas du nuage. Cette augmentation n'est cependant effective qu'à partir d'environ 65°. Les PMC détectés à une latitude inférieure sont constitués de cristaux dont le rayon semble varier aléatoirement autour de 27 nm.

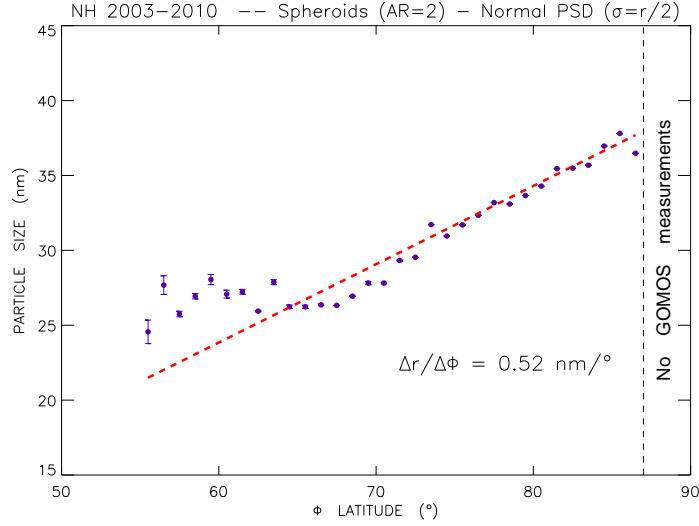


Fig. 5.15 – Variation méridienne de la taille des particules dans l'hémisphère Nord. Chaque point correspond à une moyenne calculée pour un intervalle de 1° de latitude, prenant en compte tous les nuages détectés entre 2003 et 2010. Les barres verticales illustrent l'erreur faite sur l'estimation de la moyenne, et la droite rouge pointillée représente la régression linéaire pondérée de ces données.

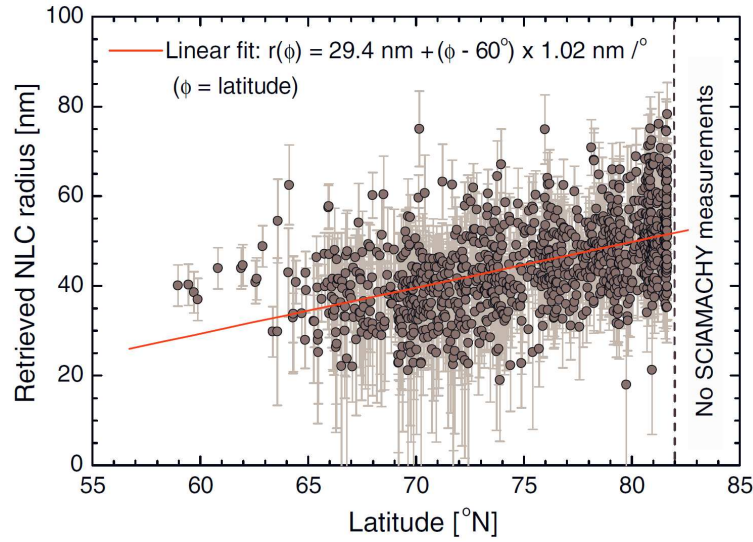


Fig. 5.16 – Variation méridienne de la taille des particules pour la saison Nord 2005 d'après les mesures de l'instrument SCIAMACHY, également à bord d'ENVISAT. Seuls les nuages les plus brillants sont pris en compte, et les particules sont supposées sphériques et distribuées selon une loi log-normale de largeur 1,4. (Von Savigny and Burrows, 2007)

La variation de la taille des particules des PMC en fonction de la latitude a également été étudiée par d'autres instruments. L'étude menée par Von Savigny and Burrows (2007) par exemple, est basée sur les mesures de SCIAMACHY pour la saison Nord 2005. La figure 5.16 montre un des résultats correspondants. Elle a été obtenue en supposant que les cristaux qui composent les nuages sont de forme sphérique, et sont distribués selon une loi log-normale de largeur 1,4. L'augmentation du rayon avec la latitude est également constatée. Les valeurs trouvées dans ce cas sont plus élevées que celles obtenues pour GOMOS, puisqu'elles varient en moyenne de 30 à 50 nm. Le taux de croissance méridien est égal à $1,02 \text{ nm}/^\circ$, ce qui correspond à environ $2,5 \text{ } \%/^\circ$, alors qu'il est plus faible pour GOMOS, avec une valeur de $1,8 \text{ } \%/^\circ$. La comparaison quantitative est cependant difficile à interpréter ici, puisque des hypothèses tout à fait différentes ont été choisies pour ces deux études. De plus, de nombreux autres paramètres peuvent influencer ces résultats, comme nous en avons déjà discuté précédemment (partie 5.2.1). Il peut également être utile de savoir que SCIAMACHY a tendance, quelles que soient les hypothèses utilisées, à systématiquement surestimer la taille des particules, par rapport aux autres instruments (cf figure 5.6) ou par rapport aux modèles (Von Savigny and Burrows, 2007). La comparaison de ces deux courbes d'un point de vue qualitatif est quant à elle très satisfaisante. En effet, leur allure générale est similaire : SCIAMACHY observe lui aussi une augmentation claire à partir de 65° environ, et un palier pour les latitudes inférieures. Cependant, cette stabilisation aux plus basses latitudes n'est pas observée par tous les instruments. Von Savigny and Burrows (2007) ont montré qu'elle n'apparaissait pas toujours, et que cela différait selon les hypothèses adoptées. Cela pourrait être un effet des variations journalières puisque les mesures ne sont pas toutes faites à la même heure locale. En effet, des mesures lidar ont montré que l'heure locale pouvait influencer l'activité des PMC (Fiedler et al., 2005). Cependant, cet effet est encore très mal compris, et n'a pour l'instant jamais été pris en compte dans les études qui traitent de la dépendance en latitude de la taille des particules. C'est un point auquel il faudrait s'intéresser par la suite. Cela peut également dépendre du seuil de sensibilité des différents instruments, qui ne sont pas tous capables d'observer les plus petites particules. Une étude similaire a été menée par Karlsson and Rapp (2006), à partir des données fournies par OSIRIS, mais cette fois-ci pour le Sud. Celle-ci montre que l'augmentation linéaire du rayon des particules vers les pôles est effective également dans l'autre hémisphère, bien que la comparaison quantitative soit encore une fois délicate, étant donné que ces résultats ont été obtenus dans des conditions d'observations différentes et pour des hypothèses différentes.

5.3.4 Dépendance en altitude

Comme nous l'avons déjà mentionné plusieurs fois, d'après les connaissances actuelles sur le processus de formation des nuages mésosphériques, les particules de glace se forment au niveau de la mésopause, là où les températures sont les plus basses. Ces cristaux grossissent, et sédimentent sous l'effet de la gravité. Étant donné la dépendance de leur vitesse de sédimentation à leur rayon, on s'attend à observer une variation verticale de leur taille. Les particules situées en bas du nuage ont eu plus de temps pour grossir que celles situées dans la partie haute du nuage. Ce comportement a pu être reproduit par différents modèles

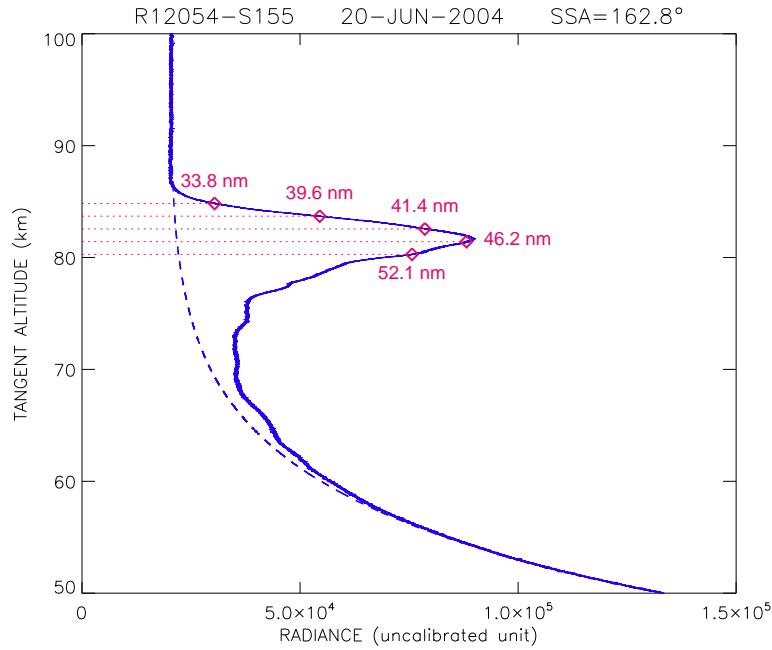


Fig. 5.17 – Exemple d’une occultation caractérisée par la présence d’un PMC : profil vertical et rayons moyens des particules calculés à différentes altitudes le long du profil.

microphysiques (Berger and von Zahn (2002) par exemple), mais a pour le moment été observé expérimentalement seulement par quelques instruments. Von Savigny et al. (2005) ont utilisé les tailles des particules dérivées des mesures spectrales d’OSIRIS, et ont montré, à partir d’une sélection de 16 nuages brillants, détectés dans les deux hémisphères, que les cristaux situés plus bas sont bien plus gros. Carbary et al. (2003) sont arrivés à la même conclusion, à partir des données d’un autre instrument spatial (UVISI/MSX), en montrant que les particules situées 3 km au-dessus du pic de brillance sont plus petites que celles situées au niveau du pic. Ceci a également pu être observé par lidar, avec une très bonne résolution verticale (Baumgarten and Fiedler, 2008), et grâce à des mesures par fusée-sonde (Gumbel and Witt, 1998).

La riche base de données fournie par GOMOS peut être à son tour analysée afin de fournir une preuve supplémentaire de cette dépendance. L’exemple d’une occultation au cours de laquelle un nuage mésosphérique polaire a été détecté durant l’été 2004 est représenté sur la figure 5.17. L’algorithme décrit dans la partie 5.1 a été appliqué, cette fois-ci pas seulement au niveau du pic maximum de brillance, mais à différentes altitudes le long du profil. La résolution verticale est, dans ce cas-là, égale à 1,1 km. La taille des particules a été calculée à partir du haut du nuage, jusqu’au pic, et également pour la mesure juste en dessous du pic. Il est important de garder à l’esprit que les altitudes considérées ici correspondent à des altitudes tangentes, et non pas à des altitudes réelles. Les quantités étudiées sont intégrées tout le long de la ligne de visée. C’est pourquoi les mesures faites à des altitudes plus basses ne peuvent être prises en compte pour cette étude. Le signal

correspondant pourrait en effet être influencé par des particules nuageuses qui ne sont pas situées au niveau du point tangent. L'inversion de ces données pour obtenir la véritable variation verticale demanderait un travail de modélisation supplémentaire. Cependant, l'étude telle qu'elle est menée ici est suffisante, dans un premier temps, pour conclure sur la dépendance de la taille des cristaux à l'altitude. On observe bien des particules plus grosses dans la partie basse du nuage que dans sa partie haute. La figure 5.17 montre que leur rayon moyen passe de 33,8 nm à 84,8 km à 52,1 nm 4,5 km plus bas. Le gradient vertical de décroissance est donc, pour le cas considéré, de -4,1 nm/km. Mais il s'agit ici seulement d'un cas particulier. L'étude doit être généralisée afin de pouvoir aboutir à une conclusion générale. Il serait pour cela intéressant de calculer la taille des particules 2 ou 3 km au dessus du pic de brillance par exemple, pour tous les PMC disponibles, puis de comparer ces résultats à ceux obtenus au niveau du pic. Mais, contrairement aux autres instruments, la résolution verticale de GOMOS n'est pas constante. Elle peut varier d'une occultation à l'autre selon l'étoile visée (cf partie 2.3.2), ce qui compliquerait la tâche.

Il existe un autre moyen, tout à fait différent, d'étudier la variation verticale de la taille des particules d'une manière plus générale. Nous n'allons pas cette fois-ci calculer le rayon des cristaux à différents niveaux du nuage, mais tout simplement utiliser les valeurs calculées précédemment, au niveau du pic de brillance. Cette étude se base sur la variation saisonnière des deux paramètres qui nous intéressent. Celle-ci a été tracée pour l'altitude du pic des nuages sur la figure 4.11 (page 128) et pour la taille des particules calculée au niveau de ce pic sur la figure 5.14 (page 166). À première vue, ces deux courbes semblent présenter des allures opposées l'une à l'autre, puisque l'une augmente en milieu de saison alors que l'autre diminue. Pour le vérifier, elles vont maintenant être tracées sur la même figure (5.18). L'évolution de l'altitude au cours de la saison est représentée en rouge, et celle de la taille des particules en violet. Ces deux paramètres semblent en effet être anticorrélés. Afin de le vérifier, les moyennes journalières de l'altitude ont été tracées en fonction de celles du rayon, sur la figure 5.19. Les quelques points colorés en gris sont les moyennes basées sur un très petit nombre de cas (<15), et ne sont donc pas pris en compte pour la régression linéaire ou pour le calcul de R . Ils correspondent en général aux premiers ou derniers jours de la saison. Le coefficient de corrélation associé à ce nuage de points est égal à -0,8. Ceci confirme donc bien qu'il existe une anticorrélation claire entre ces deux paramètres. Le gradient vertical obtenu par régression linéaire est égal à -4,0 nm/km.

Les résultats présentés ci-dessus semblent cohérents avec ceux obtenus par les autres instruments qui se sont intéressés à la variation verticale de la taille des particules, bien que le gradient trouvé à partir des données de GOMOS soit plus faible. Von Savigny et al. (2005) observent un taux de -6,5 nm/km environ, avec les données d'OSIRIS dans l'hémisphère Nord, pour des particules supposées sphériques et distribuées selon une loi log-normale de largeur 1,4. Carbary et al. (2003) utilisent ces mêmes hypothèses, mais

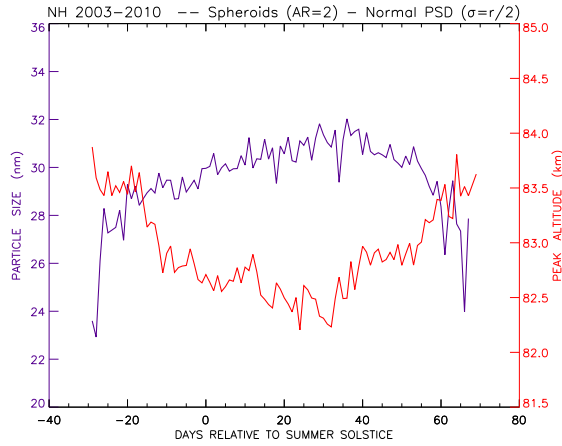


Fig. 5.18 – Évolution des moyennes journalières de l'altitude du pic des nuages (rouge) et de la taille des particules qui le constituent (violet) au cours de la saison.

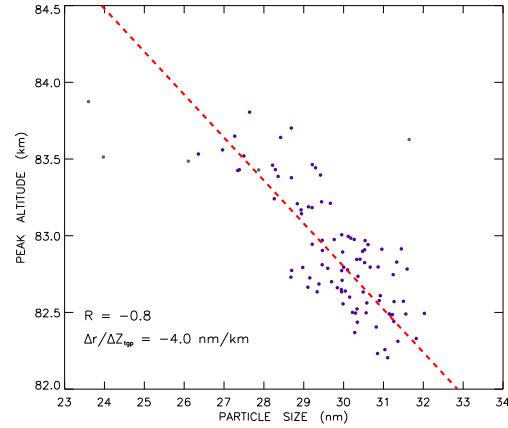


Fig. 5.19 – Moyennes journalières de l'altitude des nuages en fonction des moyennes journalières de la taille des particules. Les points représentés en gris sont basés sur un nombre de données trop faible pour être pris en compte pour le calcul de la régression linéaire (droite rouge pointillée).

avec une largeur de 1,2. Ils ont ainsi montré que les particules détectées 3 km au-dessus du pic maximum de brillance sont en moyenne deux fois plus petites que celles situées au niveau du pic. Ceci est proche de ce qu'observe GOMOS, avec une décroissance d'environ 40% en 3 km. Gumbel and Witt (1998) obtiennent quant à eux une valeur de l'ordre de -10 nm/km grâce à leurs mesures par fusée-sonde, ceci en considérant que les nuages sont constitués de particules sphériques réparties selon une distribution en taille monodisperse. Les mesures du lidar ALOMAR ont abouti à un gradient vertical égal à -13,6 nm/km, pour des particules distribuées selon une loi normale d'écart type variable (Baumgarten and Fiedler, 2008). Cette étude est très intéressante puisque, contrairement aux instruments spatiaux qui regardent le limbe de l'atmosphère, le lidar n'est pas limité à la partie haute des nuages, mais peut les analyser sur toute leur épaisseur, jusqu'à leur base. Elle a montré que les cristaux de glace n'atteignent pas leur taille maximale au niveau du pic de brillance, mais que leur croissance continue plus bas. Baumgarten and Fiedler (2008) en concluent que la région sursaturée s'étend jusqu'à environ 600 m sous le pic. Ils montrent aussi que la taille des particules décroît plus rapidement dans la partie basse du nuage. Ceci peut expliquer pourquoi les mesures par lidar ou par fusées-sondes aboutissent généralement à des gradients plus importants (en valeur absolue) que les mesures par satellite, qui ne peuvent pas prendre en compte cette région. Cette étude a également montré que la largeur de la distribution augmente elle aussi lorsque l'altitude diminue. Il faut cependant garder à l'esprit, lors de l'interprétation de ces résultats, que les instruments spatiaux observent les propriétés des nuages intégrées le long de leur ligne de visée, alors que les lidars et fusées donnent des valeurs locales.

Encore une fois, la comparaison quantitative de plusieurs bases de données est difficile en raison de conditions d'observation et de choix d'hypothèses totalement différents. D'autant plus que l'étude menée ici se base, comme nous l'avons vu dans le paragraphe précédent, sur des valeurs moyennes calculées au niveau du pic de brillance, et non pas à différents niveaux du nuage comme c'est le cas pour les autres études. La comparaison directe de ces résultats n'est donc pas simple. Cependant, ils sont tout de même cohérents d'un point de vue qualitatif. En effet, tous les instruments s'accordent à dire qu'il existe une anticorrélation entre le rayon des particules de glace et l'altitude. Ceci confirme l'idée que les cristaux les plus gros ont tendance à sédimenter vers le bas du nuage en fin de vie.

Chapitre 6

Conclusion

6.1 Synthèse des résultats

Le travail effectué au cours de cette thèse consistait en une étude générale des nuages mésosphériques polaires (PMC). Également appelés nuages noctulescents, ils sont constitués de glace d'eau, et ont la particularité de se former dans les régions polaires pendant l'été local, au niveau de la mésopause. La dynamique de cette zone de l'atmosphère est caractérisée par de vigoureux mouvements ascendants, associés à un important refroidissement adiabatique de l'air. En résultent des conditions extrêmes de température et d'humidité qui rendent possible la formation de nuages à des altitudes si élevées. Cette thèse s'inscrit dans le cadre de la mission spatiale européenne ENVISAT, satellite lancé en 2002, à bord duquel est embarqué l'instrument GOMOS. Celui-ci, dont le fonctionnement est basé sur la technique de l'occultation stellaire, est composé de spectromètres et de photomètres à haute fréquence d'échantillonnage. Il est à l'origine d'un jeu de données unique pour la mésosphère terrestre.

Ces mystérieux nuages n'avaient jamais été étudiés auparavant à partir de l'analyse des données de GOMOS. La première étape de ce travail a donc été de mettre au point un algorithme de détection. Celui-ci se base sur les mesures des photomètres, qui fournissent des profils verticaux du limbe de l'atmosphère avec une excellente résolution verticale. Lors des observations de jour, la lumière solaire diffusée par les cristaux de glace qui les constituent est à l'origine d'un accroissement net de la quantité de lumière enregistrée par les capteurs. La signature caractéristique qui en résulte peut être détectée par une comparaison statistique entre le signal mesuré et sa régression polynomiale de degré 3. Celle-ci est en effet la meilleure représentation mathématique d'un profil en l'absence de nuage mésosphérique le long de la ligne de visée. La détection est donc considérée comme positive si le χ^2 obtenu est supérieur à une valeur seuil déterminée expérimentalement. La signature du PMC peut ensuite être isolée afin d'en déduire ses propriétés de base. Pour cela il a fallu modéliser les autres composantes (lumière diffusée par les molécules de l'atmosphère, signal de l'étoile et lumière parasite), puis les retrancher au signal total. L'altitude de la couche nuageuse a ainsi pu être déterminée. Il en est de même pour la luminance électromagnétique associée, après un travail de calibration des photomètres.

Cet algorithme a été appliqué à toutes les observations de GOMOS disponibles jusqu'à présent. Cette base de données s'étend de 2002 à 2010, et rassemble plus de 300 000 observations, dont plus de 68 000 effectuées l'été dans les régions polaires. Tout au long de ces 8 années, plus de 21 000 nuages mésosphériques ont été détectés, repartis sur 8 saisons dans chacun des deux hémisphères. Une cartographie a été établie afin de visualiser l'ensemble des détections de manière globale. Une climatologie de leur fréquence d'occurrence, de leur altitude et de leur luminance a également été établie. Les variations saisonnières et méridiennes de ces paramètres sont tout à fait cohérentes avec les conditions de température et d'humidité caractéristiques de la région de l'atmosphère dans laquelle se forment les PMC. Il en est de même pour les différences qui existent entre les deux hémisphères. L'étude de leurs propriétés a montré que les nuages noctulescents peuvent être d'excellents indicateurs des processus dynamiques régissant la moyenne atmosphère, comme les événements à protons solaires, les ondes planétaires ou les ondes de gravité. De plus, leur variabilité interannuelle, ainsi que la plus grande variabilité observée au Sud, sont cohérentes avec l'existence d'un fort couplage dynamique interhémisphérique. Celui-ci lie l'état de la mésosphère d'été à l'activité ondulatoire de la stratosphère d'hiver. L'ensemble de ces résultats est, de manière générale, tout à fait cohérent avec de nombreuses autres mesures effectuées par satellite ou par instruments sol, ainsi qu'avec des travaux de modélisation. L'analyse de l'évolution à long terme de ces différentes propriétés nuageuses ne montre pas de tendance particulière ou de liaison claire avec le cycle solaire au cours des huit années considérées.

Enfin, la dernière partie de cette thèse est consacrée à l'étude des propriétés microscopiques des nuages mésosphériques polaires. Les mesures des spectromètres de GOMOS, après correction de la lumière parasite, permettent de connaître, pour chaque cas, le spectre de la lumière diffusée par les cristaux qui les constituent. L'analyse de ce spectre, normalisé par le spectre de diffusion Rayleigh, permet d'en déduire l'exposant d'Ångström α associé, caractéristique de sa dépendance spectrale. Or ce coefficient, déterminé expérimentalement, peut apporter une information sur la taille moyenne des diffuseurs. Pour cela, il est nécessaire de faire intervenir la méthode T-matrix. Celle-ci permet de modéliser les phénomènes de diffusion de la lumière par une population de particules de différentes tailles et de différentes formes. Dans le cadre de ce travail sont considérés des cristaux de glace d'eau de forme sphéroïde (rapport axial = 2). Leurs rayons sont supposés distribués selon une loi normale dont l'écart type et la moyenne sont liés par une relation linéaire ($\sigma = r/2$). Ces hypothèses ont été choisies car ce sont celles qui permettraient, d'après l'état actuel des connaissances à ce sujet, la meilleure représentation de la réalité. L'algorithme mis au point nécessite encore quelques améliorations, mais a déjà permis une étude complète de la taille des particules qui constituent les PMC pour la quasi-totalité des nuages détectés dans l'hémisphère Nord. Les valeurs moyennes obtenues se sont révélées être réparties selon une distribution gaussienne, de moyenne 30,3 nm et d'écart type 5,2 nm. Les variations saisonnière et méridienne de ce paramètre sont similaires à celles de la fréquence d'occurrence et de la luminance, avec une augmentation en milieu de saison et au niveau des pôles. Une anticorrélation claire entre l'altitude des nuages et la taille des cristaux dont ils sont composés a également été mise en évidence. Ces résultats montrent eux aussi une bonne cohérence générale avec les autres études menées à ce sujet, bien que

la comparaison soit plus difficile que dans le cas des propriétés macroscopiques, en raison de l'utilisation de méthodes et d'hypothèses très différentes les unes des autres.

6.2 Perspectives

Les différents algorithmes mis au point dans le cadre de cette thèse sont à l'origine d'une très riche base de données pour l'étude des nuages mésosphériques polaires. Celle-ci ouvre de très nombreuses perspectives.

Il a été discuté au cours de plusieurs réunions du *GOMOS Quality Working Group* la possibilité d'inclure ces résultats parmi les produits de niveau 3 de la prochaine version du processus de traitement des données. Pour chaque observation effectuée par l'instrument, l'information sur la détection ou la non-détection d'un PMC le long de la ligne de visée pourrait être ajoutée à la base de données actuelle. Et pour chaque détection positive, les propriétés du nuage pourraient être indiquées (altitude, luminance, exposant d'Ångström).

L'algorithme de calcul du coefficient d'Ångström nécessite encore quelques améliorations. En effet, comme cela a été vu dans le chapitre 5, celui-ci est biaisé en raison de l'influence de l'albédo sur les spectres analysés. Un travail supplémentaire de modélisation à partir des codes T-matrix pourrait permettre de quantifier ce biais, afin d'aider à l'interprétation des résultats. La prise en compte de cet effet permettrait également d'adapter les valeurs théoriques de α sur lesquelles se base le passage de l'exposant d'Ångström au rayon des particules. La méthode pourrait ainsi être significativement améliorée. Elle serait alors applicable à l'hémisphère Sud (bien qu'elle y resterait toujours moins précise en raison des angles de diffusion plus faibles) et donnerait des résultats plus précis dans l'hémisphère Nord. Une intégration de GOMOS dans le groupe de travail international sur la taille des particules qui constituent les PMC, présenté dans la partie 5.2, serait également envisageable.

Des observations par lidar et des études de modélisation ont montré que les propriétés des nuages noctulescents manifestaient des variations diurnes. Celles-ci seraient principalement dues aux fluctuations de température liées aux effets de marée atmosphérique. Une bonne compréhension de cette variabilité naturelle est indispensable pour permettre la comparaison des résultats issus de différentes missions spatiales, qui effectuent généralement leurs mesures à des heures locales différentes. Elle est également essentielle dans le cadre d'études des changements à long terme, la plupart du temps basées sur une série d'instruments différents. Or, tous les instruments spatiaux qui étudient actuellement les PMC sont embarqués à bord de satellites en orbite héliosynchrone, et leurs observations ne sont donc faites qu'à deux heures locales fixes pour une même latitude. GOMOS présente quant à lui l'avantage de fournir des mesures à des heures locales variées. Cette particularité est due à sa géométrie d'observation unique associée à la technique de l'occultation stellaire, qui lui permet de viser une multitude d'étoiles dans des directions variées. Une telle couverture diurne peut donc permettre une étude approfondie¹ sur la dépendance

¹Ce travail a été entamé pendant cette thèse, mais n'est pas encore assez avancé pour avoir pu être présenté dans ce rapport.

des nuages mésosphériques en heure locale, et donc sur le rôle des effets de marée sur leur environnement.

Le développement d'un modèle simple de transfert radiatif¹ permettrait l'inversion des mesures de GOMOS, afin d'obtenir des informations locales, en fonction de l'altitude réelle, et non plus des informations intégrées le long de la ligne de visée, en fonction de l'altitude tangente. L'altitude réelle du pic de brillance des nuages mésosphériques pourrait alors être déterminée, ainsi que leur épaisseur verticale. Il serait également possible d'en déduire des informations sur leur structure horizontale. D'une manière générale, un tel modèle permettrait une meilleure compréhension des signaux observés.

L'analyse des mesures des spectromètres pour le calcul de l'exposant d'Ångström des particules nuageuses a nécessité, comme nous l'avons vu dans le chapitre 5, l'adaptation d'une méthode de correction de la lumière parasite au cas particulier de la mésosphère. La luminance associée à la diffusion Rayleigh peut donc désormais être connue avec une très bonne précision. Il serait théoriquement possible de déduire de ces mesures des valeurs de la densité atmosphérique intégrée le long de la ligne de visée, et d'obtenir ainsi des profils de température, dans cette région où de telles mesures sont encore très rares.

Les nuages mésosphériques n'existent pas seulement sur Terre. Cette thèse a en effet été codirigée par Franck Montmessin, planétologue spécialiste des nuages mésosphériques sur Mars. Ces derniers ont été récemment identifiés par les instruments SPICAM et OMEGA, à bord de Mars Express. Ils sont formés de dioxyde de carbone (constituant principal de l'atmosphère martienne), et apparaissent dans les régions proches de l'équateur, durant l'été de l'hémisphère Nord. Le cadre interdisciplinaire dans lequel s'est déroulée cette thèse est une richesse dont il serait possible de tirer parti, en menant une étude de planétologie comparée². La comparaison des connaissances et des méthodes utilisées sur l'une ou l'autre de ces deux planètes pourrait se révéler très enrichissante.

GOMOS pourrait également contribuer de manière importante à une meilleure compréhension de la manière dont les nuages noctulescents interagissent avec les espèces chimiques présentes dans leur environnement. Par exemple, il est probable que leur présence dans la haute mésosphère soit à l'origine d'une modification du profil de vapeur d'eau induisant une destruction des molécules d'ozone. GOMOS étant optimisé pour la surveillance de ce gaz dans la moyenne atmosphère, ses données sont parfaitement adaptées pour répondre à ce genre de question.

Les perspectives ouvertes par ce travail sont encore nombreuses et ne peuvent pas toutes être citées ici. Il serait par exemple sûrement enrichissant de mener des études comparatives des méthodes utilisées et des résultats obtenus avec d'autres instruments (OSIRIS/ODIN par exemple, dont la technique d'observation des PMC est très proche de celle utilisée avec GOMOS). Il serait également théoriquement possible d'estimer le

²Une telle étude a déjà été initiée par Määttä et al. (2009), lorsque ce travail de thèse en était à ses débuts. Il serait intéressant de continuer sur cette voie maintenant que le travail sur GOMOS est beaucoup plus avancé.

contenu en glace présent dans un certain volume d'air, à partir des mesures effectuées par GOMOS, une fois l'algorithme de calcul de la taille des particules finalisé. Ce paramètre est riche d'information puisqu'il s'agit d'une quantité physique directement représentative de l'activité des PMC.

Ces mystérieux nuages qui se forment à la frontière de l'espace attirent l'attention des chercheurs, pas seulement par curiosité à propos de leur formation, mais aussi et surtout pour toutes les informations qu'ils peuvent apporter à propos de leur environnement, et pour leur sensibilité aux changements subis par cet environnement ...

Annexe A

Liste des publications

Pérot, K., Hauchecorne, A., Montmessin, F., Bertaux, J.-L., Blanot, L., Dalaudier, F., Fussen, D. and Kyrölä, E. (2010), *First climatology of polar mesospheric clouds from GOMOS/ENVISAT stellar occultation instrument*, Atmospheric Chemistry and Physics, 10 : 2723-2735, doi : 10.5194/acp-10-2723-2010

Bertaux, J.-L., Kyrölä, E., Fussen, D., Hauchecorne, A., Dalaudier, F., Sofieva, V., Tamminen, J., Vanhellemont, F., Fanton d'Andon, O., Barrot, G., Mangin, A., Blanot, L., Lebrun, J.-C., **Pérot, K.**, Fehr, T., Saavedra, L., Leppelmeier, G.W. and Fraisse, R. (2010), *Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars : an overview of GOMOS measurements on ENVISAT*, Atmospheric Chemistry and Physics, 10 : 12091-12148, doi : 10.5194/acp-10-12091-2010

Pérot, K., Hauchecorne, A., Montmessin, F. and Bertaux, J.-L. (2009), *Observation of Polar Mesospheric Clouds by GOMOS/ENVISAT stellar occultation instrument*, Proceedings of the ESA Atmospheric Science Conference, SP-676

Annexe B

Liste des communications

Pérot, K., Hauchecorne, A. and Montmessin, F., *NLC Climatology from GOMOS Observations*, 38th annual European Meeting on Atmospheric Studies by Optical Methods, Siuntio - Finland, August 2011 (invited talk)

Tamminen, J., Kyrölä, E., Sofieva, V., Bertaux, J.-L., Hauchecorne, A., Dalaudier, F., **Pérot, K.**, Fussen, D., and Vanhellemont, F., *GOMOS Overview and Recent Results*, Atmospheric Limb Conference, Kyoto - Japan, March 2011 (talk)

Pérot, K., Hauchecorne, A., Montmessin, F. and Bertaux, J.-L., *NLC Particle Size Retrieval from GOMOS Data*, GOMOS Quality Working Group meeting, Helsinki - Finland, September 2010 (talk)

Pérot, K., Hauchecorne, A., Montmessin, F. and Bertaux, J.-L., *Polar Mesospheric Clouds Particle Size Retrieved from GOMOS / ENVISAT Observations*, COSPAR Scientific Assembly, Bremen - Germany, July 2010 (talk)

Hauchecorne, A., Bertaux, J.-L., Dalaudier, F., **Pérot, K.**, Kyrölä, E., Tamminen, J., Sofieva, V., Fussen, D., Vanhellemont, F., Fanton d'Andon, O., Barrot, G., Blanot, L., Fehr, T. and Saavedra de Miguel, L., *GOMOS / ENVISAT Contribution to the Research on Stratospheric and Mesospheric Climatology and Processes*, ESA Living Planet Symposium, Bergen - Norway, June 2010 (talk)

Pérot, K., Karlsson, B., Hauchecorne, A., Montmessin, F. and Bertaux, J.-L., *Retrieval of NLC Particle Size from GOMOS data*, Particle Size Working Group Workshop (meeting held during AGU Fall Meeting), San Francisco (CA) - USA, December 2009 (talk by Bodil Karlsson)

Pérot, K., Hauchecorne, A. and Montmessin, F., *Climatology of PMC and Particle Size Retrieval from GOMOS Data*, AERGOM progress meeting, ESRIIN, Frascati - Italy, October 2009 (talk)

Pérot, K., Hauchecorne, A., Montmessin, F. and Bertaux, J.-L., *Climatology of Polar Mesospheric Clouds from GOMOS / ENVISAT Stellar Occultation Instrument : New results*, ESA Atmospheric Science Conference, Barcelone - Spain, September 2009 (talk)

Pérot, K., Hauchecorne, A., Montmessin, F. and Bertaux, J.-L., *First Climatology of Polar Mesospheric Clouds from GOMOS / ENVISAT Stellar Occultation Instrument*, Layered Phenomena in the Mesopause Region Workshop, Stockholm - Sweden, July 2009 (talk)

Pérot, K., Hauchecorne, A. and Montmessin, F., *Technique of Noctilucent Clouds observation by Occultation of Stars with GOMOS*, Leibniz Institut für Atmosphären Physik, Kühlungsborn - Germany, June 2009 (invited seminar)

Pérot, K., Hauchecorne, A. and Montmessin, F., *First Climatology of Polar Mesospheric Clouds from GOMOS / ENVISAT Stellar Occultation Instrument*, SpecAtmo Summer School, Île de Ré - France, June 2009 (poster)

Määttänen, A., **Pérot, K.**, Montmessin, F., Hauchecorne, A., Gondet, B., Scholten, F., Hoffmann, H., Hauber, E., Gonzalez-Galindo, F., Forget, F., Bibring, J.-P. and Bertaux, J.-L., *Mesospheric Clouds on Mars and on the Earth*, ESA International Conference on Comparative Planetology : Venus - Earth - Mars, ESTEC, Noordwijk- Netherlands, May 2009 (talk)

Pérot, K., Hauchecorne, A., Montmessin, F. and Bertaux, J.-L., *Climatology of PMC from GOMOS Stellar Occultation Instrument*, EGU General Assembly, Vienne - Austria, April 2009 (poster)

Pérot, K., Hauchecorne, A., Montmessin, F. and Bertaux, J.-L., *Observations of PMC by GOMOS / ENVISAT Stellar Occultation Instrument*, European Research Course on Atmospheres, Grenoble - France, January 2009 (poster : first prize)

Pérot, K., Hauchecorne, A., Montmessin, F. and Bertaux, J.-L., *First Climatology of Polar Mesospheric Clouds from GOMOS / ENVISAT stellar occultation instrument*, American Geophysical Union fall meeting, San Francisco (CA) - USA, December 2008 (talk)

Annexe C

Première climatologie des nuages mésosphériques polaires à partir des données de l'instrument GOMOS

Résumé :

GOMOS (*Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars*), embarqué à bord du satellite européen ENVISAT, lancé en 2002, est un instrument dont le fonctionnement est basé sur la technique de l'occultation stellaire. Il est composé de quatre spectromètres, mais également de deux photomètres à haute fréquence d'échantillonnage opérant dans le visible (470-520 nm et 650-700 nm). Lors des observations de jour, GOMOS ne reçoit pas seulement la lumière de l'étoile, mais aussi la lumière solaire diffusée par les molécules et particules qui constituent l'atmosphère. Ainsi, l'été, à hautes latitudes, des nuages mésosphériques polaires (PMC) sont à l'origine de signatures caractéristiques sur les signaux enregistrés par les photomètres. L'orbite héliosynchrone d'ENVISAT permet l'observation de ces nuages dans les deux hémisphères, et la technique de l'occultation stellaire assure une excellente détermination de l'altitude et une très bonne couverture géographique. Quatre ans de données, de 2002 à 2006, ont été analysés jusqu'à maintenant. Le jeu de données qui en résulte rassemble approximativement 10 000 nuages répartis sur les huit saisons étudiées. La première climatologie obtenue par l'analyse de cette base de données est présentée, en se concentrant particulièrement sur leurs variations saisonnière et méridienne, illustrées par des cartes globales. Les photomètres de GOMOS permettent une détection des PMC très sensible, aboutissant à une fréquence d'occurrence de 100% au dessus des pôles en milieu de saison. Les résultats montrent une fréquence plus importante dans l'hémisphère Nord que dans l'hémisphère Sud. L'altitude des nuages a également été calculée. Les valeurs médianes obtenues sont égales à 82,7 km au Nord et à 83,2 km au Sud.

First climatology of polar mesospheric clouds from GOMOS/ENVISAT stellar occultation instrument

K. Pérot¹, A. Hauchecorne¹, F. Montmessin¹, J.-L. Bertaux¹, L. Blanot², F. Dalaudier¹, D. Fussen³, and E. Kyrölä⁴

¹LATMOS-IPSL, CNRS/INSU, UMR 8190, UPMC Univ. Paris 06, Univ. Versailles St-Quentin, Guyancourt, France

²ACRI-st, Sophia Antipolis, France

³BIRA-IASB, Brussels, Belgium

⁴FMI, Helsinki, Finland

Received: 26 October 2009 – Published in Atmos. Chem. Phys. Discuss.: 30 November 2009

Revised: 9 March 2010 – Accepted: 12 March 2010 – Published: 23 March 2010

Abstract. GOMOS (Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars), on board the European platform ENVISAT launched in 2002, is a stellar occultation instrument combining four spectrometers and two fast photometers which measure light at 1 kHz sampling rate in the two visible channels 470–520 nm and 650–700 nm. On the day side, GOMOS does not measure only the light from the star, but also the solar light scattered by the atmospheric molecules. In the summer polar days, Polar Mesospheric Clouds (PMC) are clearly detected using the photometers signals, as the solar light scattered by the cloud particles in the instrument field of view. The sun-synchronous orbit of ENVISAT allows observing PMC in both hemispheres and the stellar occultation technique ensures a very good geometrical registration. Four years of data, from 2002 to 2006, are analyzed up to now. GOMOS data set consists of approximately 10 000 cloud observations all over the eight PMC seasons studied. The first climatology obtained by the analysis of this data set is presented, focusing on the seasonal and latitudinal coverage, represented by global maps. GOMOS photometers allow a very sensitive PMC detection, showing a frequency of occurrence of 100% in polar regions during the middle of the PMC season. According to this work mesospheric clouds seem to be more frequent in the Northern Hemisphere than in the Southern Hemisphere. The PMC altitude distribution was also calculated. The obtained median values are 82.7 km in the North and 83.2 km in the South.

1 Introduction

Noctilucent clouds (NLC), also termed Polar Mesospheric Clouds (PMC) when observed from satellites, are Earth's highest clouds, located in the atmospheric region just below the polar summer mesopause at an altitude of about 83 km. They typically occur at latitudes greater than 55° in both hemispheres during a period of approximately three months around the summer solstice. These clouds are composed primarily of water ice particles (Hervig et al., 2001; Eremenko et al., 2005). In the atmospheric region where they form, the pressure is about one hundred thousand times less at the surface and the air may be as much as a million times drier than the surface desert air (Sonnemann and Grygalashvily, 2005), so extremely low temperatures are essential to allow the PMC formation. Such conditions only occur at the summertime polar mesopause, which is the coldest place on earth with minimum temperatures below 140 K (Lübken, 1999). These extraordinary low temperatures can be explained by strong vertical motions, driven by the breaking of vertically propagating gravity waves. In the summer polar mesosphere, a strong upward motion is associated with adiabatic cooling of air. When seen by ground-based observers, NLC or “night-shining” clouds, resemble normal cirrus clouds except they can only be seen when the sun is below the horizon (Fig. 1). Indeed, at evening or morning twilight, the lower atmosphere is already in the dark, but the upper mesosphere is still sunlit.

First identified 120 years ago (Leslie, 1885), many issues about PMCs remain unresolved: “*In short, we do not understand what causes a mesospheric cloud to form or how it evolves*” (Russell et al., 2009). The answer to these questions is a challenge to many researchers. Surface-based



Correspondence to: K. Pérot
(kristell.perot@latmos.ipsl.fr)



Fig. 1. Noctilucent cloud photographed by Kristell Pérot during the LPMR-09 meeting, 14 July 2009, Djurö island, Stockholm archipelago, Sweden.

observations go back to 1885. Although the clouds are observed since a long period, the information gathered per year has significantly increased in recent decades due to the use of many new instruments. Their morphology and evolution have been studied using sounding rockets (e.g. Walchli et al., 1993; Gumbel and Witt, 1998; Goldberg et al., 2006) and lidars (Hansen et al., 1989; Thayer et al., 2003; Chu et al., 2006; Fiedler et al., 2009). Observed from satellite for the first time in the early 1970s (Donahue et al., 1972), since then noctilucent clouds have been monitored more or less continuously since the late 1970s by a variety of satellite-based instruments employing different measurement techniques (see Deland et al., 2006, for an overview of the existing satellite data sets). The Aeronomy of Ice in the Mesosphere (AIM) mission, launched in 2007 by NASA, is the first satellite mission entirely dedicated to the study of polar mesospheric clouds (Russell et al., 2009). All these measurements have yielded a great deal of information on PMC properties, including the altitude and geometric extent of clouds, the size and composition of cloud particles, seasonal and multidecadal trends in cloud frequency and brightness, and their dependence on solar activity. Related parameters which have a significant influence on PMC formation (e.g. temperature, water vapor, turbulence, meteoric dust and ionization) are also measured.

These clouds which form at the “edge of space” have recently focused more and more attention, not only because of their formation process, but also for the information they reveal about the mesospheric environment. They are indeed very sensitive to changes in that environment. They occur more frequently, appear brighter and seem to form at lower latitudes than ever before (Taylor et al., 2002; Deland et al., 2007). Deland et al. (2003, 2007) have found a long-term increase in the PMC frequency and brightness over the 27 years of observations from the solar backscattered ultraviolet

(SBUV) series of instruments. This behavior is not understood yet, and it suggests they could be considered as a possible indicator of long-term global change in the mesosphere (Thomas and Olivero, 2001). Indeed they may be a phenomenon associated with the rise of greenhouse gases in the atmosphere (Thomas et al., 1989, 1991) and they are therefore expected to respond to long-term climate change. But the discussion about this issue is controversial up to now (von Zahn, 2003; Thomas et al., 2003). A detailed analysis on the main PMC properties observations is still outstanding. It is important to study the mean and variations of cloud layer properties to generate a robust basis for interpretation of potential changes in the atmosphere, but it is equally important to gather information on the microphysical processes involved in the cloud particles formation (see recent results of Murray et al., 2009; Zasetky et al., 2009a; and Zasetky et al., 2009b, about the nucleation mechanism and formation rates). Mesospheric clouds variations are observed to occur on different scales, from small scales connected to gravity waves and turbulence (Gerrard et al., 2004) to the largest (Deland et al., 2003, have seen an anticorrelation between PMC occurrence frequency and 11-years cycle of solar activity from SBUV data set), through the medium scales connected to tidal variations or planetary waves for example (Fiedler et al., 2005; Merkel et al., 2003).

The present work comes at a time of great interest and rapid improvement in our understanding of polar mesospheric clouds. Around the globe, researchers make comprehensive observations of these clouds with ever higher capabilities instruments. Observations can be ground-, rocket- or space-based. This progress is accompanied by advances in modelling capabilities (Berger and Lübken, 2006; Merkel et al., 2009). International working group on Layered Phenomena in the Mesopause Region (LPMR) aims to develop and facilitate collaborations among different communities and different countries. In this paper, the first climatology of polar mesospheric clouds obtained from the GOMOS (Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars) data analysis is presented. It is organized as follows. Section 2 summarizes the basic instrument design, sampling characteristics of the instrument and the measurement technique. Section 3 then describes the PMC detection algorithm used to generate the GOMOS PMC data set. The first results are finally presented in Sect. 4, including an analysis of the cloud detection frequency, seasonal and latitudinal distribution of PMC observations, and also a first estimation of the cloud altitude distribution, followed by a summary and conclusions.

2 GOMOS stellar occultation instrument

GOMOS is one of the three instruments with MIPAS (Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding) and SCIAMACHY (SCanning Imaging Absorption spectroMeter for Atmospheric CHartography) flying aboard

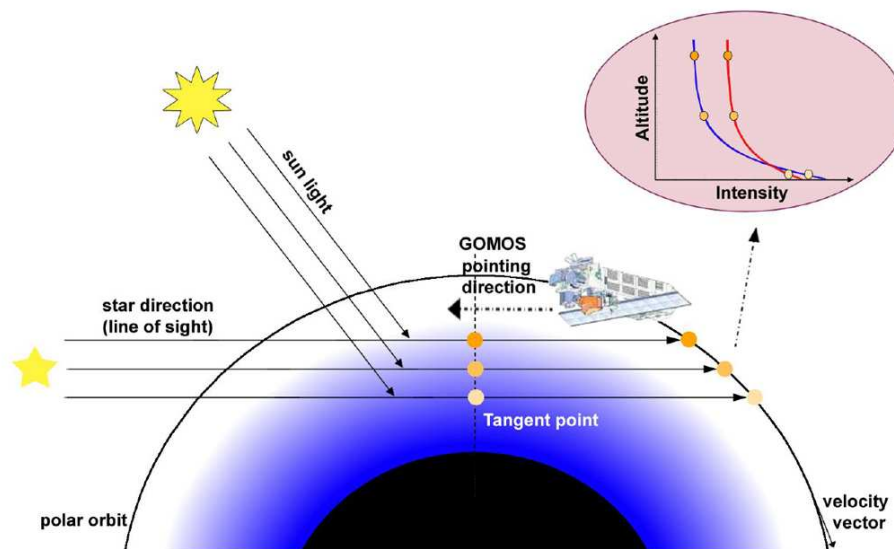


Fig. 2. Principle and geometry of the GOMOS stellar occultation measurements. In the top right: example of an intensity profile measured by the photometers during an occultation event on the day side.

the European Space Agency's ENVISAT platform to study the atmosphere of the Earth. This satellite was launched with Ariane 5 on 1 March 2002 in Kourou (Guyana). It operates in a 800 km sunsynchronous orbit with a period of 100.6 min. GOMOS had its first occultation on 20 March. Since then, it is operating smoothly and has collected almost 700 000 occultations. It has already provided up to seven years of data to analyze. This instrument was designed to monitor ozone and other related species from the upper troposphere to the lower thermosphere (about 15 to 100 km) with a very high accuracy using the technique of stellar occultation. It is the first space instrument dedicated to the study of the Earth by this technique (see Bertaux et al., 2004, and Kyrölä et al., 2004, for more details).

It is constituted by four spectrometers and two fast photometers. The spectrometers work in the ultraviolet-visible wavelengths 250–675 nm and two additional channels are located in the near-infrared centered at 760 and 940 nm. But this PMC analysis is performed exclusively with the photometers, at least for the moment. They measure light at 1 kHz sampling rate, one of them in the blue wavelength region and the other in the red. Their signals are integrated over the wavelength range 470–520 nm and 650–700 nm, respectively. They are initially aimed to correct star scintillation perturbations and to determine high vertical resolution temperature profiles. But, in the summer polar days, they also clearly detect the solar light scattered by the PMC particles.

The principle of stellar occultation is illustrated in Fig. 2. GOMOS is implemented on ENVISAT opposite to the velocity vector and looks at various stars while the platform is

moving along its orbit. When a star sets behind the atmosphere, its light crosses quasi-horizontally the atmosphere in a limb geometry and travels a long distance in layers just above the tangent point defined as the location of lowest altitude. The telescope captures the star at a tangent height around 150 km, locks to it and follows it down to about 10 km. This technique allows a nearly perfect knowledge of the tangent altitude, only depending on the geometry of the light path between the star and the satellite. The photometers altitude registration is better than 100 m and the vertical resolution defined by the field of view is lower than 1 km. In Fig. 2 is represented an example of intensity profile measured by the photometers during an occultation event on the day side. Tangent altitude is plotted as a function of measured intensity. The signal corresponds to the light of the star, but also to scattered solar light. It will be described in more details in the next section.

Besides the self-calibration and the very good vertical resolution, the advantage of the stellar occultation method is a very good geographical and temporal coverage ensured by the multitude of suitable targets (180 different stars can be aimed by GOMOS). Up to about 450 occultations are observed each day at almost all latitudes. Moreover measurements are obtained from both night and day side of the Earth but, as it will be explained in the Sect. 3.2, only day side cases are taken into account in this study. Consequently, the winter pole, immersed in the polar night, is not analyzed here. This, however, does not affect our results on PMC climatology as these clouds do not form in the winter mesosphere. Nevertheless GOMOS measurements distribution presents a

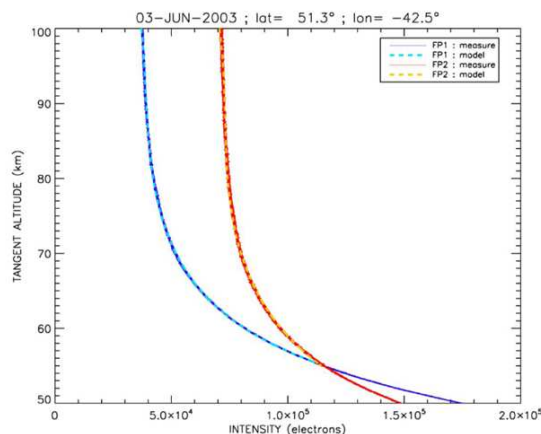


Fig. 3. Signals measured by GOMOS photometers (FP1: 470; 520 nm and FP2: 650; 700 nm) during an occultation event on the day side. At high altitude, the recorded signal mostly corresponds to star light. It is increasing downward due to the contribution of atmospheric Rayleigh scattering of the bright limb.

bias that must be noted. It is indeed characterized by a sizeable asymmetry between North and South. The observations performed around the North Pole can be numerous and very close to the pole, but the South Pole is less well observed. GOMOS provides no measurement at latitude higher than 80° S. This can be explained by the ENVISAT orbital properties, as well as the GOMOS observation geometry. Indeed, the satellite's orbit is quasi-polar, so it does not get exactly over the pole. It gets actually slightly over the right of the North Pole and over the left of the South Pole. As previously explained, the GOMOS field of view is headed backwards: the instrument observes in the opposite direction to the moving speed of the satellite on its orbit. The azimuth of the pointing direction with respect to the orbital plane ranges between -10° and 90° , which explains why the region surrounding the South Pole is still invisible for this instrument. Moreover the local time of the descending node is 10:00. This means that, when ENVISAT is flying above the South Pole, the angle between the Sun and the line of sight is lower than above the North Pole. Angles smaller than 40° are forbidden in order to protect the detector against sunlight. The stars which can be observed are therefore less numerous. Moreover, the number of observations and their latitudinal distribution are different for the two hemispheres, even at latitudes lower than 80° . During the PMC season, at latitudes higher than 55° (and lower than 80°), where the clouds are most likely to occur, the observations are 6% more numerous in the South than in the North up to 70° , but they are 50% less numerous between 70° and 80° . The difference in local time should also be noted (for most observations, at midmorning for the North and in the early morning for the South), because the PMC occurrence frequency is strongly

influenced by local time (e.g. Fiedler et al., 2005; Stevens et al., 2009; Shettle et al., 2009). As we shall see later, for all these reasons, the results obtained for the two hemispheres cannot always be directly compared because of this asymmetry. This must be taken into account in the analysis.

3 PMC detection algorithm

3.1 Photometers data description

When GOMOS points to a star, tangential (defined between the line of sight and a hypothetical sphere centered on the Earth center) altitude is about 150 km initially. At such altitude, the light can be considered as being fully transmitted by the atmosphere without any loss caused by absorption or scattering. As previously explained, the instrument pointing is locked to the star throughout the sequence. As the satellite is moving along its orbit, the beam of light goes through thicker layers of the atmosphere until the star is completely occulted at low altitude. For each occultation sequence, each photometer records a vertical profile of intensity, proportional to the luminous flux impacting the pixels, as shown in Fig. 3, an example with no PMC. The measured signal does not correspond only to the light of the star, but also contains contributions from other sources. The sensor indeed detects the solar light scattered at the limb by the molecules (Rayleigh scattering) or by particles. The intensity of the light scattered according to Rayleigh theory is proportional to the atmospheric density integrated along the line-of-sight, so it decreases exponentially with the altitude. This explains the exponential shape of the curve.

As one can notice on Fig. 3, intensity is always greater in the blue channel than in the red one below roughly 55 km. In the lower mesosphere, Rayleigh scattering dominates, so the light is more scattered at shorter wavelengths. At higher altitude, the recorded signal is essentially that of the star.

3.2 Effect of a PMC on photometers signals

In Fig. 4 are plotted photometers signals in the case where a PMC is present. The light is scattered by the cloud particles. The scattering process can be represented by the Mie Theory, which is, in this case, very close to Rayleigh scattering. The cloud particles are indeed much smaller than the wavelength of the incident light, with a radius of about 50 nm, according to various measurements (e.g. Rusch et al., 1991; Von Savigny et al., 2005; Baumgarten et al., 2007; Lumpe et al., 2008). In an optically thin regime, scattered intensity is proportional to tangential opacity, i.e. the number of scattering particles encountered along the line-of-sight weighted by their effective cross section. The presence of a cloud is readily distinguishable as it creates a prominent peak in the vertical profile. Most profiles also present several other peaks below the main one. These secondary peaks are due to the part of the cloud which is not located at the tangent point during

measurement. This explains why they are associated with a lower tangent altitude. Small (with respect to the incident wavelength) cloud particles explain why the blue photometer is always more sensitive to the presence of a PMC than the red one. In its most general form, the measured signal $S_{\text{meas}}(z)$, where z denotes the tangent altitude, is given by the following sum of 4 components:

$$S_{\text{meas}}(z) = S_{\text{star}}(z) + S_{\text{mol}}(z) + S_{\text{PMC}}(z) + S_{\text{straylight}}$$

where $S_{\text{star}}(z)$ is the stellar contribution, $S_{\text{mol}}(z)$ and $S_{\text{PMC}}(z)$ are the components associated with the scattering of the solar light, respectively by the atmospheric molecules and by the PMC particles. The term $S_{\text{star}}(z)$ can be assumed to be constant at first order, independent of altitude. $S_{\text{mol}}(z)$ is present at all altitudes as an exponentially varying background, and dominates at altitudes below the cloud, where the atmosphere is denser. The atmospheric extinction is negligible above 50 km of altitude in the considered wavelengths. Photometers also detect a stray light component $S_{\text{straylight}}$. Any light which is not emitted by a source located in the GOMOS field of view is considered as stray light. The origin of this light is not very well established yet. It could be partly due to the scattering of solar light by thick and large tropospheric cloud systems and further scattering from the tracking mirror of GOMOS.

Figure 4 is only an example of the effect that a PMC can have on the signal. Some clouds generate a much smaller, hardly detectable distortion. Others deform the measured profile in a more complex way, which leads to the emergence of more numerous peaks in a wider range of altitudes. Even if the PMC contribution has a finite extent in the measured profile, it can be smeared out somewhat by the horizontal extent of the cloud along the line-of-sight.

Only day side cases are considered in this study, since mesospheric cloud detection relies on solar light scattered by the particles, which in the case of the solar beam is proportional to the field of view of the photometers and thus makes it more sensitive than observation at night, where detection would only rely on a slight, barely perceptible dimming of the star light by the cloud. More precisely, only cases with a solar zenith angle (SZA) lower than 94° were studied, because, at wider angles, the mesospheric clouds are not sunlit enough to be detected (the SZA considered here is not measured at ground level, but corresponds to the SZA at the tangent point, averaged for each occultation between 50 and 100 km).

These day light measurements are very efficient at detecting noctilucent clouds, using the algorithm described below.

3.3 Detection algorithm description

The goal of the detection algorithm is to isolate any profile where a PMC signature S_{PMC} is present. The most accurate way to do that is to model the shape the profiles would take if

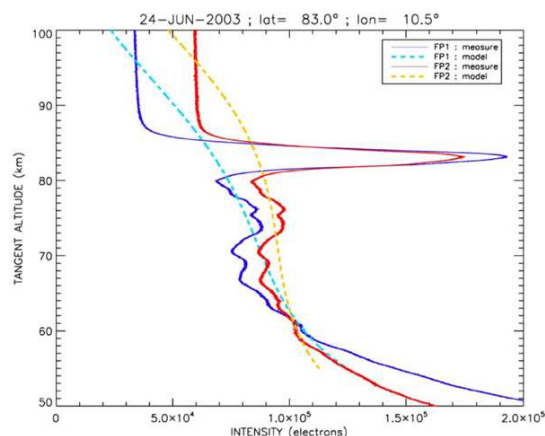


Fig. 4. Example of GOMOS photometers (FP1: 470; 520 nm and FP2: 650; 700 nm) signals on which we can observe a PMC feature.

there were no clouds along the line-of-sight. The methodology which yields the most accurate estimate is a least square fitting routine, which finds a polynomial fit of degree 3 of the signal between 55 and 100 km. This fit is carried out on each profile. Each fitted curve, represented by a dashed line on Figs. 3 and 4, is then compared to its corresponding original profile (i.e. the one that it was fitted to). If a PMC is present (Fig. 4), the two curves will be different to a detectable amount. The quantitative detection criterion is based on a chi square calculation between this modelled profile and the measured one. As shown on Fig. 3, when there is no PMC, the light curves are perfectly fitted and the χ^2 is small. However we can see on Fig. 4 that the two curves are significantly different for each photometer. A noctilucent cloud event will therefore be characterized by a high chi-square value. The standard deviation σ of the measured intensity, used in the χ^2 determination, is calculated using a 100-point running boxcar average around the point of interest. This smoothing significantly improves the reliability of the results. Given the χ^2 values calculated for each occultation and for each of the two photometers we can then define detection criteria for these clouds. Both photometers are used to minimize the risk of error. We define a PMC to be present if the measured intensity profile meets the following two criteria:

1. The obtained chi-square value is greater than a threshold value of 1.8 in the two channels.
2. The chi-square value associated with the blue photometer is greater than the value associated with the red one.

The choice of the 1.8 threshold is based upon a sensitivity analysis in which the detection algorithm was run on a large sample of data, using various thresholds. For each of them,

the results were compared to the measured profiles to verify if detected PMC corresponded to a real cloud. The value of 1.8 is the one which gave the best results, i.e. which gave the same number of detections as a human eye would.

For all GOMOS measurements, intensity profiles are considered for the two photometers. This methodology was applied to all available measurements from late August 2002 to early July 2006. Almost 200 000 events were thus processed over these four years, but some errors (false detections) remain. Some mesospheric clouds were indeed detected although they were not expected. The verification of these cases confirmed these were false positive detections. These errors were due to spurious stray light contamination. As previously told, the origin of this light is not very well understood yet. In most cases this component can be assumed constant, so it is not a problem to model the profile without the cloud contribution. But in some much more complex cases, the profiles are characterized by very strong variations of the intensity as a function of altitude, which is how a mesospheric cloud is generally detected. In these cases however, they correspond to measurements made at middle latitude. This component could have several causes, but it seems principally due to the reflection of solar light by tropospheric cloud systems. Sometimes the instrument observes above a region where there are large convective systems in the troposphere. Cumuli are very high and very reflecting clouds, so they can redirect light into GOMOS field of view through scattering on the tracking mirror. Some of these profiles were compared to photographs taken by METEOSAT at the same time and at the same place. The cloud cover was indeed very important, and the irregular spatial structure of these clouds appeared to explain the observed variations of light intensity. The second detection criterion noted above aims at limiting this problem. In most of these cases the chi-square value calculated for the red photometer is indeed greater than the one associated with the blue photometer, which is not possible in the case of a PMC feature, as explained before. But unfortunately, this condition does not suffice to eliminate all errors due to the stray light. Because of this problem, the developed methodology is not fully automatic. Errors of this kind are rare (they correspond to only 1.7% of the detections). However it is necessary to eliminate them in order to ensure the accuracy of results. This problem is never met at high latitudes, so the results obtained in the summer polar region are correct. All cases where such errors are likely to appear (i.e. all clouds detected at another time than June–July above 65° N or December–January below 65° S) must be verified, which can be made rather quickly with the sole human eye. Indeed they cannot be confused with mesospheric clouds which create a characteristic distortion. A correction of the result is applied if necessary. It ensures that each detection corresponds to a real mesospheric cloud.

However some of the dimmest clouds are inevitably missed. Very thin clouds, whose effect on the photometers signals is barely visible, cannot be detected. But these cases

are rare, because the threshold value of 1.8 was chosen to ensure the highest possible accuracy. Indeed, the algorithm was set to detect thin clouds, even if it involves more numerous false positive detections, and therefore a longer time of verification.

This work eventually led to an accurate detection algorithm to detect noctilucent clouds, which will be subsequently used to conduct a comprehensive study of these clouds at the edge of space.

4 First results

4.1 Global PMC maps

As previously told, the detection algorithm described in Sect. 3 was run on four years of GOMOS data, which range from late August 2002 to early July 2006, to yield an initial set of potential PMC events. Almost 10 000 noctilucent clouds were detected thanks to this method.

These results are summarized in Table 1, which lists the number of clouds observed during each period, and the dates when the first and last clouds occurred (“deadlines” in the following). This table helps to highlight the important difference in the observation distribution between the two hemispheres. Indeed, 78% of PMC were detected in the north. As explained in Sect. 2, the South Pole is far less observed than the North Pole. This obviously affects significantly the number of clouds which can be observed. The deadlines also depend on the distribution of observations, which can be well visualized on Fig. 8, described in the following. For example, it appears that the NH season 2005 started unusually late (on day+1 relative to summer solstice). This late start is connected to lack of data, due to technical problems of the instrument, rather than a delayed onset of the PMC season.

Our detection algorithm yielded a very rich PMC data set which can be graphically summarized by global maps. Figure 5 shows the example of one year of data between 2003 and 2004. Each panel shows a map centered on the pole. The red symbols denote the location of all GOMOS measurements made during the given period, and the blue ones represent all events where a PMC was detected. The left column corresponds to a PMC season in the Southern Hemisphere, and the right one to the PMC season in the Northern Hemisphere, the same year. In both cases these maps allow to visualize the evolution of clouds during the summer, from their appearance around the pole to their disappearance. For more details such maps were drawn every two weeks, for the four years considered and for the two hemispheres. For each of them the corresponding PMC detection frequency is also indicated. This quantity is the most useful measure of PMC occurrence in the GOMOS data set. This value strongly depends on observations distribution. Differences in sampling frequency from one period to another are apparent from variations in spatial density of red dots on each map. The

Table 1. Number of PMC detected by GOMOS and timing of first and last clouds in each season and for each hemisphere. The deadlines also depend on the observations distribution (e.g. the late start of the NH season 2005 is connected to lack of data, due to an instrumental problem, rather than a delayed onset of the PMC season.).

	Season	Number of PMC Observed	First Cloud Observed		Last cloud Observed	
			Date	Days From Solstice	Date	Days From Solstice
Northern Hemisphere	2003	2085	31/05	−21	26/08	+66
	2004	4005	23/05	−29	29/08	+69
	2005	480	22/06	+1	22/08	+62
	2006	1230	27/05	−25	04/07	+13
	Total	7800				
Southern Hemisphere	2002/2003	296	17/11	−34	01/02	+42
	2003/2004	464	05/12	−16	04/02	+45
	2004/2005	534	29/11	−22	24/01	+34
	2005/2006	885	18/11	−33	15/02	+56
	Total	2179				
Global	Total	9979				

observations distribution depends on the ENVISAT orbital properties, on the GOMOS observation geometry and on the aimed stars. There are always more measurements at high latitude, which corresponds very well to what we need to study the polar mesospheric clouds. The geographical coverage is very good, but we can also see on Fig. 5 that, as told in Sect. 2, the measurements are closer to the pole in the Northern Hemisphere than in the southern one. This explains why the PMC detection frequencies are much higher in the North than in the South.

These maps allow a very good display of the results, but are not sufficient for an accurate interpretation.

4.2 PMC detection frequency

The PMC frequency of occurrence was then calculated in two weeks time bins, rather than every month. This quantity is simply obtained by dividing the number of PMC detected in the two weeks considered by the total number of corresponding GOMOS measurements. Figure 6 was obtained by plotting these values in the form of a histogram, for the two hemispheres. This provides a good picture of the evolution of PMC throughout each season and its variability from year to year. Clouds appear over a period of approximately three months during the local summer. Their evolution is very fast: they appear in a few days and disappear as quickly. These results show a great amount of interannual variability in the observed frequencies. The origin of these variations is not yet understood, but they can in part be explained by the interhemispheric stratosphere-mesosphere coupling that can affect PMC population (Karlsson et al., 2007). This year-to-year variability is also observed in other studies. For example, Lübken et al. (2009) also found a significant decrease

in the occurrence frequency in 2005 in the Northern Hemisphere with the LIMA model (Leibniz-Institute Middle Atmosphere model). This figure also shows some interhemispheric differences. For the most part, frequencies in the core of the PMC season vary between 5% and 85% within a season in the North, and between 10% and 50% in the South (with an exception in January 2005 in the Southern Hemisphere, where GOMOS saw clouds in approximately 85% of its measurements). Therefore noctilucent clouds seem to be more frequent in the north than in the south, but it needs to be discussed. We must keep in mind that frequency values are strongly dependent on observations distribution. It is difficult to distinguish what is due to an irregular distribution or what is a real trend, even if, in each hemisphere, only the latitudes between 65 and 75 degrees are considered, where the observations distribution is better. In general, clouds occur most frequently in mid-July in the North and in early January in the South. During certain seasons the values fall to zero. This is caused by significant data loss due to instrumental problems, particularly in 2003 and 2005, which might affect the PMC statistics. Indeed the fact that no PMC were observed in these periods is simply a consequence of sampling biases. Fortunately, these unavailability periods do not, if not slightly, overlap the time bins in which were calculated the frequency values shown in Fig. 6. Therefore the reliability of these values was not affected by the technical problems encountered, and this figure gives a good overview of first results.

Figure 7 allows a more accurate study of the evolution of the PMC detection frequency during a season. In this version, the frequency was also calculated in 2-weeks time-bins in the same latitude band, but this time combining the four years of data. When year to year variations are averaged out

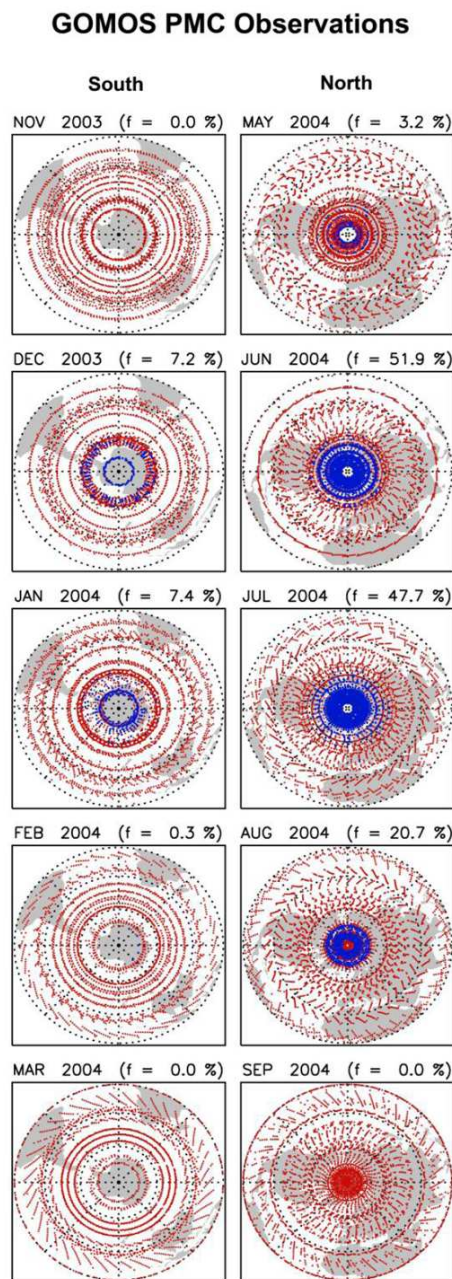


Fig. 5. Example of maps for the two PMC seasons in 2003/2004, in the Southern Hemisphere on the left, and in the Northern Hemisphere on the right. Each map corresponds to one month. The red symbols represent all GOMOS measurements made during the considered month, while the blue symbols indicate the location of all events where a PMC was detected. For each map, the PMC detection frequency is also indicated.

what remains is a smooth, symmetric seasonal distribution, of a roughly three months period. It is obvious from this figure that the GOMOS PMC observations are peaked about 20 days after the summer solstice for both hemispheres, which is consistent with other studies on this subject (e.g. Thomas et al., 1991; Petelina et al., 2006; Lumpe et al., 2008; Fiedler et al., 2009; Robert et al., 2009). The obtained values range from approximately 10 to 80 % during the period from about 30 days before solstice to 70 days after in the North, and from 5 to 55 % from about 35 days before solstice to 55 days after in the South. So noctilucent clouds seem to be really more frequent in the Northern Hemisphere, and the PMC season is longer, even if this difference is difficult to quantify because of inequalities in observations distribution. These results are consistent with those found from other instruments whether they are space-based (e.g. Bailey et al., 2005; Wrotny and Russell, 2006) or ground-based (e.g. Chu et al., 2006; Latteck et al., 2007). This interhemispheric difference can be explained by the fact that the northern mesosphere is colder than the southern one by about 2–3 K at PMC altitudes in polar regions, due to some dynamical processes (Lübken and Berger, 2007).

4.3 Results of GOMOS data set analysis: general representation

The finally obtained PMC data set can be summarized by Fig. 8. On the first plot, GOMOS observations are all represented on the same figure. In this version, the latitude of the GOMOS measurements and of the observed clouds is plotted as a function of time all over the four years studied. The red and the blue symbols have the same meaning as in previous maps. This figure allows a very good visualization of the latitudinal coverage of the instrument. The measurements are spread over the entire globe, except in the Southern Hemisphere, where no dot appears at latitude below -80° , as explained in Sect. 2. A continuous red arc represents many occultations of the same star at successive orbits, covering all longitudes and slowly varying latitudes. We can check that noctilucent clouds are observed only at high latitudes in summer of both hemispheres. These results again show a significant amount of interannual variability in the temporal and latitudinal distribution of clouds observed by GOMOS. As told in Sect. 2, ENVISAT runs 14+11/35 orbits per day. The measurements are therefore very numerous and the blue dots, representing PMC detections, are sometimes superimposed on the red ones. So this graph allows an accurate location of clouds on the globe and over the time, but does not allow distinguishing changes in their frequency.

As for Fig. 6, the second bottom plot represents the PMC detection frequency, but in this version it was calculated on a local level, in each square of 5 days by 5° of latitude. It appears that the presence of PMC is highly localized, both in time and in space. Their number varies very quickly: they appear in the summer polar region and multiply in a few days.

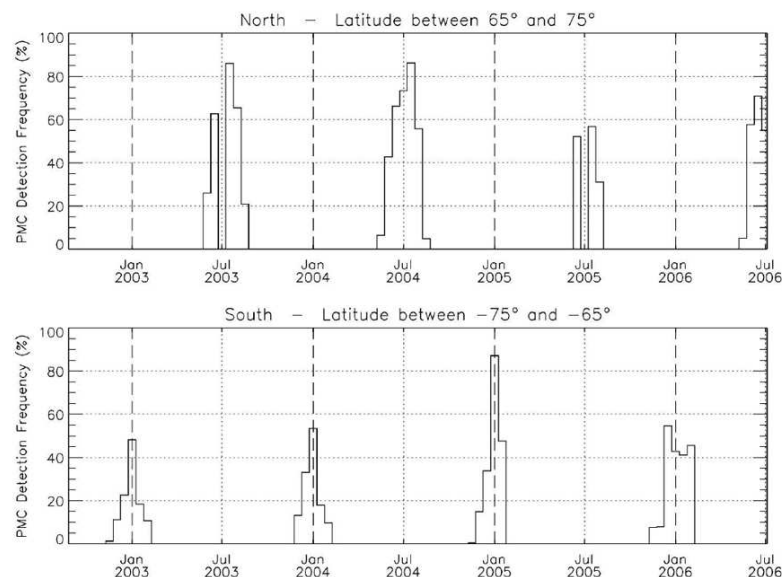


Fig. 6. PMC detection frequency in 2-weeks time bins as a function of time all over the 4 years studied in the Northern Hemisphere (top) and in the Southern Hemisphere (bottom). Detection frequency is simply defined as the number of PMC detected in each 2-weeks period divided by the total number of GOMOS measurements in the same period, expressed in percent. Only the data situated in the latitude band $\pm 65^\circ$; 75° are considered here.

Their frequency of occurrence tends to increase with latitude, to reach up to 100%. This is consistent with other PMC climatologies (Olivero and Thomas, 1986; Bailey, 2005). This figure highlights the fact that the south pole is less well observed than the north one. But, as previously noted, the mesospheric clouds still seem to be more frequent in the Northern Hemisphere than in the Southern Hemisphere, at the same latitude. The frequency values, here calculated on a local level, are more appropriate for interhemispheric comparison. For a more quantitative comparison between the two hemispheres, various instrumental effects need to be taken into account. In particular different scattering angles (forward versus backward) lead to a difference in detected radiances and therefore also in frequencies of detection. In the case of GOMOS, the Southern Hemisphere is observed in a forward configuration (scattering angles from 40° to 151°), assumed more efficient for scattering of solar radiation, while the Northern Hemisphere is observed in a backward configuration (scattering angles from 73° to 180°). Consequently, detection of the SH clouds is favored, and the differences between the hemispheres are therefore reduced by GOMOS viewing geometry.

These two plots show very well irregularities in GOMOS sampling frequency in both 2003 and 2005, as noticed before. Sparser GOMOS sampling in 2006 is also apparent.

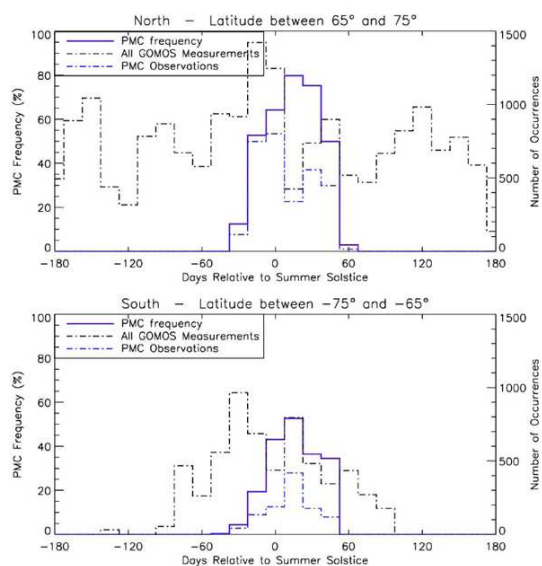


Fig. 7. Solid purple line: PMC detection frequency in 2-weeks time bins, in the latitude band $\pm 65^\circ$; 75° and combining the four years of data, for each hemisphere. Dotted-dashed lines: Total number of GOMOS measurements (in black) and of PMC observations (in blue). Time is expressed in days relative to summer solstice.

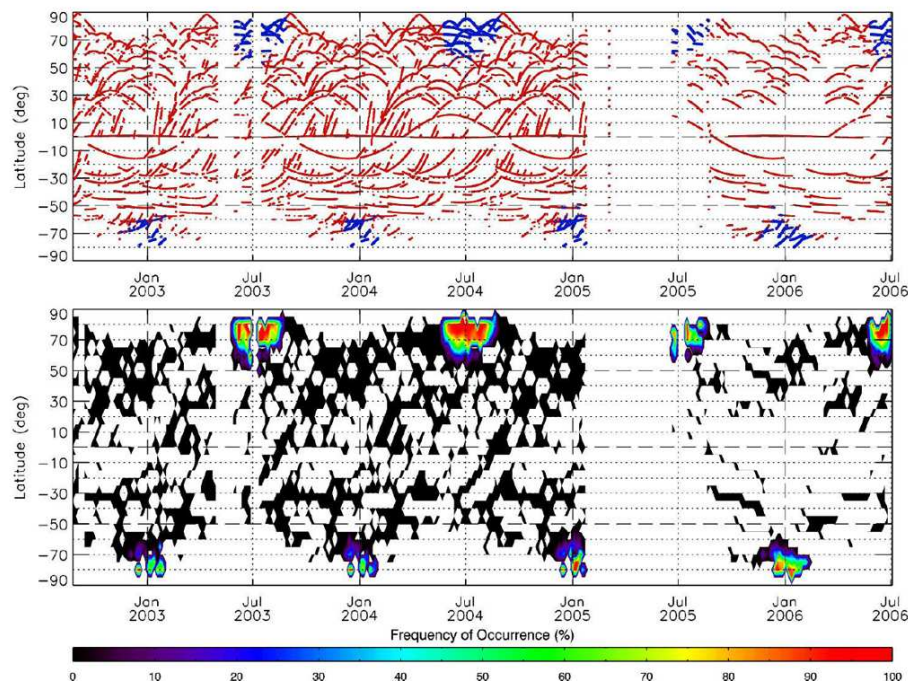


Fig. 8. Results of GOMOS data set analysis: General representation. Top: Observations distribution as a function of time and latitude. As in Fig. 5, the red symbols represent all GOMOS measurements and the blue ones correspond to PMC detections. Bottom: PMC detection frequency as a function of time and latitude, calculated on a local level, in each square of 5 days by 5° of latitude. (In this figure, at highest latitudes observed, the frequency decreases, but is in fact always equal to 100%. This is only a bias due to the contour delineated algorithm.)

4.4 PMC altitude determination

A PMC altitude data set was also produced, which is summarized on Fig. 9. The effective cloud height is defined as the tangent altitude corresponding to the highest peak of the signal. This altitude determination is correct only if the cloud layer is present at the line-of-sight tangent point and if it can be assumed to be approximately a simple spherical and uniform shell. The cloud layers are spatially confined. Most of them are asymmetric about the tangent point, and this configuration is not a problem, but in some cases, they do not cover the tangent point. Such cases produce misleading results. These cases correspond actually to events where the cloud was likely to have been detected entirely in the foreground or background along the line-of-sight. In this case, the deduced altitude will always be biased low. Indeed clouds sampled in this way do not yield a sharp, well defined peak in the intensity profile and are generally associated with very low altitude values. In order to eliminate them, all events where the obtained altitude was lower than 80 km were screened out, but it is possible that some errors remain.

In principle, the value deduced from both photometers should be identical. However, in practice, there are slight differences in some cases. The altitude was determined using the photometer which measures light in the blue, because, as previously noted, the effect of a PMC present along the line-of-sight is more marked in the blue wavelengths than in the red ones, but the second photometer was also used, in order to check the result. All cases where obtained values differ by more than 300 m were visually verified. Generally this problem occurs when one of the curves is wrong. So in these cases, one of the two values was chosen according to the shape of the curves.

95% of the obtained values range from 80 to 86 km, with a median value of 82.7 km in the North and 83.2 km in the South. So mesospheric clouds are slightly higher in the Southern Hemisphere, with a difference of about 500 m. These results are quite consistent with other measurements of PMC altitudes published in the literature. HALOE measurements yield a mean value of 83.3 km in the North and 84.2 km in the South (Wrotny and Russell, 2006). The mean altitude can also be derived from lidar: for example Lübken et al. (2008) have found a value of 83.3 km at ALOMAR (69° N) and Chu et al. (2006) have found a value of 84.1 km

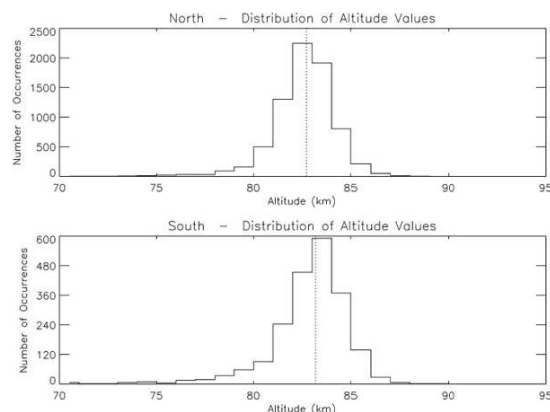


Fig. 9. Distribution of altitude values for each hemisphere. The obtained median value is 82.7 km for the Northern Hemisphere and 83.2 km for the Southern Hemisphere.

at Rothera (67.5° S). Collectively, the satellite and ground-based observations point to significant interhemispheric differences in PMC altitudes, with the southern clouds always higher than the northern ones. This can be explained by warmer temperatures in the South throughout the mesosphere (Hervig and Siskind, 2006). The apparent discrepancy with GOMOS can be traced to different definitions of the considered PMC altitude. Most other studies use the altitude corresponding to the maximum of brightness, or the centroid altitude (which is essentially the geometric center of the cloud layer), whereas the GOMOS cloud altitude is a tangent altitude, defined from brightness profiles integrated along the line of sight. The values obtained from this method are expected to be slightly lower than the true PMC altitudes. Limb observations of polar mesospheric clouds made from OSIRIS (Petelina et al., 2006) can be directly compared to the GOMOS measurements because the analyzed values are also tangent altitudes, observed in similar conditions. With a very close definition of the considered altitude, OSIRIS data yields a value of 82.3 km in the North and 83.4 km in the South, in agreement with GOMOS results.

This is only a first estimate of the PMC altitude. We plan to develop a cloud geometry model which will be able to fit the GOMOS PMC data. This simple inversion model will allow to carry out a more accurate study of PMC altitude and also to derive others geometric cloud parameters like the vertical thickness and the horizontal extent.

5 Summary and conclusions

This work yields a very rich PMC data set derived from the analysis of GOMOS photometers global observations. The technique of stellar occultation allows a very accurate altitude retrieval and a very good geographical and temporal coverage. For the moment 8 PMC seasons have been studied, from 2002 to 2006 in both hemispheres. A total of approximately 10 000 mesospheric clouds were detected all over these four years.

These results are summarized by a set of global maps which help us follow the evolution of clouds as a function of time and of their geographic location. Clouds appear over a period of approximately 70 days, with an occurrence frequency peaked about 20 days after summer solstice. There is a great deal of intrinsic interannual variability in the observed detection frequencies. The seasonally averaged frequencies calculated in 2-weeks time-bins in the latitude band ± 65 ; 75° range from about 10 to 80% in the Northern Hemisphere and from about 5 to 55% in the Southern Hemisphere during the PMC season, but reach 100% at high latitude when calculated at a local level, for both hemispheres. This shows that the PMC detection algorithm used for this analysis is very accurate, as it is able to detect even very faint clouds. These results agree reasonably well with other observations. They are one more piece of evidence that noctilucent clouds are more frequent in the North than in the South, although a further study is needed to make definite conclusions on the interhemispheric comparison. A PMC altitude data set was also produced, considering tangent altitudes. The obtained median value is 82.7 km for the Northern Hemisphere and 83.2 km for the Southern Hemisphere. So clouds are higher in the South, which is consistent with others studies made on this subject.

The algorithm described in this paper, which was developed for the analysis of GOMOS photometers signals, yielded a very useful data set to study PMC, but it is still scarcely exploited. This work opens up many prospects, and will allow to conduct a comprehensive study of these mysterious clouds at the edge of space. A vertical inversion will be performed to derive the main PMC characteristics (e.g. altitude, brightness, vertical thickness, geometric extent) and to study their variations. Extending these results to today and in the future will allow to obtain a long term data record, in order to better understand the link between these clouds and changes in their environment. Moreover the observation of PMC with GOMOS spectrometers provides the spectral dependence of the scattering by these icy particles from which it is possible to derive some information on particle size. With this work, France is making its contribution in addressing the question of why noctilucent clouds form and vary.

Acknowledgements. This study was supported by the European Space Agency, by the French funding agencies: INSU-CNRS and CNES, and by the European Commission within the SCOUT-03 project (contract 505390-GOCECT-2004).

Edited by: D. Murtagh



The publication of this article is financed by CNRS-INSU.

References

- Bailey, S. M., Merkel, A. W., Thomas, G. E., and Carstens, J. N.: Observations of polar mesospheric clouds by the Student Nitric Oxide Explorer, *J. Geophys. Res.*, 110, D13203, doi:10.1029/2004JD005422, 2005.
- Baumgarten, G., Fiedler, J., and Von Cossart, G.: The size of noctilucent cloud particles above ALOMAR (69°N, 16°E): Optical modeling and method description, *Adv. Space Res.*, 40(6), 772–784, 2007.
- Berger, U. and Lübken, F.-J.: Weather in mesospheric ice layers, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L04806, doi:10.1029/2005GL024841, 2006.
- Bertaux, J.-L., Hauchecorne, A., Dalaudier, F., Cot, C., Kyrölä, E., Fussen, D., Tamminen, J., Leppelmeier, G. W., Sofieva, V., Hassinen, S., Fanton d'Andon, O., Barrot, G., Mangin, A., Théodore, B., Guirlet, M., Korablev, O., Snoeij, P., Koopman, R., and Fraisse, R.: First results on GOMOS/ENVISAT, *Adv. Space Res.*, 33(7), 1029–1035, 2004.
- Chu, X., Espy, P. J., Nott, G. J., Diettrich, J. C., and Gardner, C. S.: Polar mesospheric clouds observed by an iron Boltzmann lidar at Rothera (67.5°S, 68.0°W), Antarctica from 2002 to 2005: properties and implications, *J. Geophys. Res.*, 111, D20213, doi:10.1029/2006JD007086, 2006.
- Collins, R. L., Bailey, S. M., Berger, U., Lübken, F.-J., and Merkel, A. W.: Special issue on global perspectives on the aeronomy of the summer mesopause region, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 71(3–4), 285–288, 2009.
- Deland, M. T., Shettle, E. P., Thomas, G. E., and Olivero, J. J.: Solar backscattered ultraviolet (SBUV) observations of polar mesospheric clouds (PMCs) over two solar cycles, *J. Geophys. Res.*, 108(D8), 8445, doi:10.1029/2002JD002398, 2003.
- Deland, M. T., Shettle, E. P., Thomas, G. E., and Olivero, J. J.: A quarter-century of satellite PMC observations, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 68, 9–29, 2006.
- Deland, M. T., Shettle, E. P., Thomas, G. E., and Olivero, J. J.: Latitude-dependent long-term variations in polar mesospheric clouds from SBUV version 3 PMC data, *J. Geophys. Res.*, 112, D10315, doi:10.1029/2006JD007857, 2007.
- Donahue, T. M., Guenther, B., and Blamont, J. E.: Noctilucent clouds in daytime: circumpolar particulate layers near the summer mesopause, *J. Atmos. Sci.*, 29(6), 1205–1209, 1972.
- Envisat – GOMOS: An Instrument for Global Atmospheric Ozone Monitoring, ESA SP-1244, 2001.
- Eremenko, M. N., Petelina, S. V., Zasetsky, A. Y., Karlsson, B., Rinsland, C. P., Llewellyn, E. J., and Sloan, J. J.: Shape and composition of PMC particles derived from satellite remote sensing measurements, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L16S06, doi:10.1029/2005GL023013, 2005.
- Fiedler, J., Baumgarten, G., and von Cossart, G.: Mean diurnal variations of noctilucent clouds during 7 years of lidar observations at ALOMAR, *Ann. Geophys.*, 23, 1175–1181, 2005, <http://www.ann-geophys.net/23/1175/2005/>.
- Fiedler, J., Baumgarten, G., and Lübken, F.-J.: NLC observations during one solar cycle above ALOMAR, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 71(3–4), 424–433, 2009.
- Gerrard, A. J., Kane, T. J., Thayer, J. P., and Eckermann, S. D.: Concerning the upper stratospheric gravity wave and mesospheric cloud relationship over Sondrestrom, Greenland, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 66(3–4), 229–240, 2004.
- Goldberg, R. A., Fritts, D. C., Schmidlin, F. J., Williams, B. P., Croskey, C. L., Mitchell, J. D., Friedrich, M., Russell III, J. M., Blum, U., and Fricke, K. H.: The MacWAVE program to study gravity wave influences on the polar mesosphere, *Ann. Geophys.*, 24, 1159–1173, 2006, <http://www.ann-geophys.net/24/1159/2006/>.
- Gumbel, J. and Witt, G.: In situ measurements of the vertical structure of a noctilucent cloud, *Geophys. Res. Lett.*, 25(4), 493–496, 1998.
- Hansen, G., Serwazi, M., and Von Zahn, U.: First detection of a noctilucent cloud by lidar, *Geophys. Res. Lett.*, 16, 1445–1448, 1989.
- Hervig, M., Thompson, R. E., McHugh, M., Gordley, L. L., Russell III, J. M., and Summers, M. E.: First confirmation that water ice is the primary component of polar mesospheric clouds, *Geophys. Res. Lett.*, 28(6), 971–974, 2001.
- Hervig, M. and Siskind, D.: Decadal and inter-hemispheric variability in polar mesospheric clouds, water vapor, and temperature, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 68(1), 30–41, 2006.
- Karlsson, B., Kömich, H., and Gumbel, J.: Evidence for interhemispheric stratosphere-mesosphere coupling derived from noctilucent cloud properties, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L16806, doi:10.1029/2007GL030282, 2007.
- Kyrölä, E., Tamminen, J., Leppelmeier, G. W., Sofieva, V., Hassinen, S., Bertaux, J.-L., Hauchecorne, A., Dalaudier, F., Cot, C., Korablev, O., Fanton d'Andon, O., Barrot, G., Mangin, A., Théodore, B., Guirlet, M., Etanchaud, F., Snoeij, P., Koopman, R., Saavedra, L., Fraisse, R., Fussen, D., and Vanhellemont, F.: GOMOS on Envisat: an overview, *Adv. Space Res.*, 33(7), 1020–1028, 2004.
- Latteck, R., Singer, W., Morris, R. J., Holdsworth, D. A., and Murphy, D. J.: Observation of polar mesosphere summer echoes with calibrated VHF radars at 69° in the Northern and Southern Hemispheres, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L14805, doi:10.1029/2007GL030032, 2007.
- Leslie, R. C.: Sky glows, *Nature*, 32, 245–245, doi:10.1038/032245a0, 1885.
- Lübken, F.-J.: Thermal structure of the arctic summer mesosphere, *J. Geophys. Res.*, 104(D8), 9135–9149, 1999.

- Lübken, F.-J. and Berger, U.: Interhemispheric comparison of mesospheric ice layers from the LIMA model, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 69(17–18), 2292–2308, 2007.
- Lübken, F.-J., Baumgarten, G., Fiedler, J., Gerding, M., Höffner, J., and Berger, U.: Seasonal and latitudinal variation of noctilucent cloud altitudes, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L06801, doi:10.1029/2007GL032281, 2008.
- Lübken, F.-J., Berger, U., and Baumgarten, G.: Stratospheric and solar cycle effects on long term variability of mesospheric ice clouds, *J. Geophys. Res.*, 114, D00106, doi:10.1029/2009JD012377, 2009.
- Lumpe, J. D., Alfred, J. M., Shettle, E. P., and Bevilacqua, R. M.: Ten years of Southern Hemisphere polar mesospheric cloud observations from the Polar Ozone and Aerosol Measurement instruments, *J. Geophys. Res.*, 113, D04205, doi:10.1029/2007JD009158, 2008.
- Merkel, A. W., Thomas, G. E., Palo, S. E., and Bailey, S. M.: Observations of the 5-day planetary wave in PMC measurements from the Student Nitric Oxide Explorer satellite, *Geophys. Res. Lett.*, 30(4), 1196, doi:10.1029/2002GL016524, 2003.
- Merkel, A. W., Marsh, D. R., Gettelman, A., and Jensen, E. J.: On the relationship of polar mesospheric cloud ice water content, particle radius and mesospheric temperature and its use in multi-dimensional models, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 8889–8901, 2009, <http://www.atmos-chem-phys.net/9/8889/2009/>.
- Murray, B. J. and Jensen, E. J.: Homogeneous nucleation of amorphous solid water particles in the upper mesosphere, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 72(1), 51–61, 2009.
- Olivero, J. J. and Thomas, G. E.: Climatology of polar mesospheric clouds, *J. Atmos. Sci.*, 43(12), 1263–1274, 1986.
- Petelina, S. V., Llewellyn, E. J., Degenstein, D. A., and Lloyd, N. D.: Odin/OSIRIS limb observations of polar mesospheric clouds in 2001–2003, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 68(1), 42–55, 2006.
- Robert, C. E., Von Savigny, C., Burrows, J. P., and Baumgarten, G.: Climatology of noctilucent cloud radii and occurrence frequency using SCIAMACHY, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 71(3–4), 408–423, 2009.
- Rusch, D. W., Thomas, G. E., and Jensen, E. J.: Particle size distributions in polar mesospheric clouds derived from Solar Mesosphere Explorer measurements, *J. Geophys. Res.*, 96(D7), 12933–12939, 1991.
- Russell, J. M. III, Bailey, S. M., Gordley, L. L., Rusch, D. W., Horanyi, M., Hervig, M. E., Thomas, G. E., Randall C. E., Siskind, D. E., Stevens, M. H., Summers, M. E., Taylor, M. J., Englert, C. R., Espy, P. J., McClintock, W. E., and Merkel, A. W.: The Aeronomy of Ice in the Mesosphere (AIM) mission: overview and early science results, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 71(3–4), 289–299, 2009.
- Shettle, E. P., Deland, M. T., Thomas, G. E., and Olivero, J. J.: Long term variations in the frequency of polar mesospheric clouds in the Northern Hemisphere from SBUV, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L02803, doi:10.1029/2008GL036048, 2009.
- Stevens, M. H., Englert, C. R., Hervig, M., Petelina, S. V., Singer, W., and Nielsen, K.: The diurnal variation of polar mesospheric cloud frequency near 55°N observed by SHIMMER, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 71(3–4), 401–407, 2009.
- Sonnemann, G. R. and Grygalashvily, M.: Solar influence on mesospheric water vapor with impact on NLCs, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 67(1–2), 177–190, 2005.
- Taylor, M. J., Gadsden, M., Lowe, R. P., Zalcik, M. S., and Brausch, J.: Mesospheric cloud observations at unusually low latitudes, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 64, 991–999, 2002.
- Thayer, J. P., Rapp, M., Gerrard, A. G., Gudmundsson, E., and Kane, T. J.: Gravity-wave influences on Arctic mesospheric clouds as determined by a Rayleigh lidar at Sondrestrom, Greenland, *J. Geophys. Res.*, 108(D8), 8449, doi:10.1029/2002JD002363, 2003.
- Thomas, G. E., Olivero, J. J., Jensen, E. J., Schroeder, W., and Toon, O. B.: Relation between increasing methane and the presence of ice at the mesopause, *Nature*, 338, 490–492, 1989.
- Thomas, G. E., McPeters, R. D., and Jensen, E. J.: Satellite observations of polar mesospheric clouds by the Solar Backscattered Ultraviolet spectral radiometer: evidence of a solar-cycle dependence, *J. Geophys. Res.*, 96(D1), 927–939, 1991.
- Thomas, G. E. and Olivero, J. J.: Noctilucent clouds as possible indicators of global change in the mesosphere, *Adv. Space Res.*, 28(7), 937–946, 2001.
- Thomas, G. E., Olivero, J. J., Deland, M. T., and Shettle, E. P.: Comment on “Are noctilucent clouds truly a ‘miner’s canary’ for global change?”, *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 84(36), doi:10.1029/2003EO360008, 2003.
- Von Savigny, C., Petelina, S. V., Karlsson, B., Llewellyn, E. J., Degenstein, D. A., Lloyd, N. D., and Burrows, J. P.: Vertical variation of NLC particle sizes retrieved from Odin/OSIRIS limb scattering observations, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L07806, doi:10.1029/2004GL021982, 2005.
- Von Zahn, U.: Are noctilucent clouds truly a “miner’s canary” of global change?, *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 84(28), doi:10.1029/2003EO280001, 2003.
- Wälchli, U., Stegman, J., Witt, G., Cho, J. Y. N., Miller, C. A., Kelley, M. C., and Swartz, W. E.: First height comparison of noctilucent clouds and simultaneous PMSE, *Geophys. Res. Lett.*, 20(24), 2845–2848, 1993.
- Wrotny, J. E. and Russell III, J. M.: Interhemispheric differences in polar mesospheric clouds observed by the HALOE instrument, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 68(12), 1352–1369, 2006.
- Zasetsky, A. Y., Petelina, S. V., and Svishchev, I. M.: Thermodynamics of homogeneous nucleation of ice particles in the polar summer mesosphere, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 965–971, 2009a, <http://www.atmos-chem-phys.net/9/965/2009/>.
- Zasetsky, A. Y., Petelina, S. V., Remorov, R., Boone, C. D., Bernath, P. F., and Llewellyn, E. J.: Ice particle growth in the polar summer mesosphere: Formation time and equilibrium size, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L15803, doi:10.1029/2009GL038727, 2009 b.

Liste des figures

1.1	Structure thermique de l'atmosphère	17
1.2	Photographie de l'atmosphère vue au limbe depuis l'ISS	19
1.3	Distribution méridienne de température dans la stratosphère et la mésosphère : équilibre radiatif et situation réelle	22
1.4	Distribution du vent zonal pendant le solstice d'été	24
1.5	Filtrage de la propagation verticale des ondes de gravité par l'écoulement moyen zonal	26
1.6	Distribution méridienne du forçage dû à la dissipation de la quantité de mouvement des ondes de gravité dans l'atmosphère	26
1.7	Conditions de température et d'humidité dans la mésosphère	27
1.8	Le Cri, Edvard Munch, 1893	28
1.9	Photographie d'un nuage noctulescent par O. Jesse, 1889	30
1.10	Nuage mésosphérique vu depuis la station spatiale internationale	30
1.11	Géométrie d'observation des nuages noctulescents	34
1.12	Photographie d'un nuage noctulescent, Sooma (Estonie)	35
1.13	Aeronomy of Ice in the Mesosphere, NASA	39
1.14	Lidar ALOMAR	41
1.15	Lancement d'une fusée-sonde, centre de tir d'Andøya (Norvège)	42
1.16	Évolution de l'activité des PMC entre 1964 et 1995	45
1.17	Photographie d'un nuage noctulescent à Paris (48°N), 14 Juillet 2009	47
2.1	Lancement de la fusée Ariane 5 (vol 194), Kourou, Guyane	50
2.2	Vue d'artiste du satellite ENVISAT en orbite	51
2.3	La plateforme ENVISAT : les instruments embarqués	52
2.4	Vue d'artiste d'une observation de l'atmosphère terrestre par occultation stellaire	56
2.5	Schématisation du principe de mesure de GOMOS par occultation stellaire	57
2.6	Représentation 3D de la structure interne de GOMOS	60
2.7	Géométrie d'observation et mise en évidence du champ de vue de GOMOS lors du survol du pôle Sud par ENVISAT	61
2.8	Schéma optique de GOMOS	62
2.9	Schématisation de l'agencement des capteurs CCD des spectromètres	65
2.10	Couverture géographique des mesures effectuées par GOMOS lors d'une orbite	67
2.11	Répartition méridienne des observations effectuées de jour, lors d'une année de mesures	67

2.12	Couverture géographique pendant une période de trois jours	68
2.13	Distribution en fonction de la latitude et du temps de toutes les mesures effectuées par GOMOS depuis son lancement	69
2.14	Distribution temporelle du nombre quotidien d'occultations	70
3.1	La diffusion : processus d'interaction entre les ondes électromagnétiques et les constituants de l'atmosphère	75
3.2	Représentation de la fonction de phase de diffusion en coordonnées polaires, pour différentes valeurs du paramètre de taille	77
3.3	Fonction de phase de diffusion représentative du cas de l'observation des PMC dans le visible	79
3.4	Ensemble des données GOMOS disponibles pour l'étude de la mésosphère polaire	81
3.5	Couverture géographique quotidienne des régions polaires par GOMOS . . .	81
3.6	Principe et géométrie de l'observation du limbe, de jour, par les photomètres de GOMOS	83
3.7	Exemples de profils verticaux enregistrés par les photomètres, avec et sans PMC	85
3.8	Exemples de profils verticaux : couches nuageuses localisée au niveau du point tangent et inhomogène horizontalement	86
3.9	Algorithme de détection : illustration de la méthode 1	88
3.10	Exemple d'un profil perturbé par une lumière parasite fortement variable : comparaison des deux méthodes	90
3.11	Illustration de l'algorithme de détection dans sa version finale	92
3.12	Différentes catégories de probabilité de présence des PMC	93
3.13	Illustration des problèmes à l'origine de fausses détections : scintillation et impacts de rayons cosmiques ou de particules du vent solaire sur le capteur	95
3.14	Illustration des problèmes à l'origine de fausses détections : lumière parasite fortement variable et anomalie du système de pointage	97
3.15	Seuil de détection en fonction de la valeur de χ^2	100
3.16	Détermination de l'altitude des nuages mésosphériques polaires	103
3.17	Exemple de cas à problème pour le calcul de l'altitude	103
3.18	Détermination de la luminance des nuages mésosphériques polaires	105
3.19	Transmittance du filtre du photomètre 1 (470-520 nm)	106
3.20	Seuil de détection de l'algorithme à 495 nm	108
4.1	Cartes pour deux saisons de nuages mésosphériques, dans chacun des deux hémisphères	112
4.2	Évolution saisonnière de la fréquence d'occurrence des PMC	113
4.3	Représentation synthétique des résultats pour l'ensemble de la base de données	115
4.4	Angles de diffusion des mesures GOMOS en fonction de la latitude	116
4.5	Distribution du nombre de détection en fonction de l'heure locale	117
4.6	Fréquence d'occurrence journalière, en fonction de la latitude, pour l'hémisphère Nord	120
4.7	Fréquence d'occurrence journalière, en fonction de la latitude, pour l'hémisphère Sud	121

4.8	Flux de protons mesuré par le satellite GOES-11 autour du 16 janvier 2005	123
4.9	Réponse de la fréquence d'apparition des PMC à un événement à protons solaires	123
4.10	Distribution des valeurs d'altitude obtenues pour chaque hémisphère	126
4.11	Variation saisonnière de l'altitude des nuages mésosphériques	128
4.12	Variation méridienne de l'altitude des nuages mésosphériques	130
4.13	Variation méridienne de l'altitude des PMC obtenue par modélisation, et structure thermique de la région de la mésopause polaire	131
4.14	Angles de diffusion des mesures GOMOS en fonction du temps au cours de la saison	132
4.15	Évolution saisonnière de la luminance des nuages noctulescents	133
4.16	Évolution de la luminance des PMC en fonction du temps au cours de la saison et de la latitude	133
4.17	Évolution à long terme des moyennes saisonnières des caractéristiques de base des PMC	135
4.18	Évolution de la densité de flux Lyman-alpha de 2002 à 2010	136
5.1	Forme spectrale de la lumière parasite, normalisée à 500 nm	142
5.2	Estimation de la lumière parasite externe affectant les spectres mesurés par GOMOS	144
5.3	Détermination expérimentale de l'exposant d'Ångström	146
5.4	Représentation des tables de valeurs de l'exposant d'Ångström en fonction de l'angle de diffusion et du rayon moyen	149
5.5	Illustration du problème des valeurs multiples (exposant d'Ångström en fonction du rayon moyen)	150
5.6	Résultats des travaux menés par le " <i>PMC Particle Size Working Group</i> " . .	156
5.7	Table de valeurs de l'exposant d'Ångström en fonction de l'angle de diffusion et du rayon moyen pour des particules sphéroïdes ($AR=2$), distribuées selon une loi normale ($\sigma = r/2$)	157
5.8	Histogramme des tailles moyennes des particules nuageuses obtenues pour l'ensemble des données de l'hémisphère Nord	158
5.9	Illustration du calcul de l'erreur Δr faite sur la détermination du rayon . .	159
5.10	Représentation mathématique du facteur de pondération utilisé pour le tracé des histogrammes	159
5.11	Histogrammes des rayons moyens pour chaque saison observée dans l'hémisphère Nord	160
5.12	Histogramme des tailles moyennes des particules nuageuses obtenues pour l'ensemble des données de l'hémisphère Sud	162
5.13	Histogrammes des rayons moyens pour chaque saison observée dans l'hémisphère Sud	163
5.14	Variation saisonnière de la taille des particules dans l'hémisphère Nord . . .	166
5.15	Variation méridienne de la taille des particules dans l'hémisphère Nord . . .	168
5.16	Variation méridienne de la taille des particules, mesurée par SCIAMACHY en 2005 dans l'hémisphère Nord	168
5.17	Exemple illustrant la dépendance en altitude de la taille des particules . . .	170

5.18 Évolution saisonnière de l'altitude et de la taille des particules	172
5.19 Anticorrélation de la taille des particules et de l'altitude des nuages	172

Liste des tableaux

1.1	Nuages mésosphériques : Plus d'un siècle de recherche	31
2.1	Paramètres spectraux de GOMOS	65
4.1	Récapitulatif de la base de données obtenue, de 2002 à 2010	110
5.1	Description des différents instruments participant au “ <i>PMC Particle Size Working Group</i> ”	154
5.2	Résultats du test de sensibilité pour les deux hémisphères	165

Bibliographie

- Akmaev, R. and Fomichev, V. (2000). A model estimate of cooling in the mesosphere and lower thermosphere due to the CO₂ increase over the last 3-4 decades. *Geophysical Research Letters*, 27(14) :2113–2116. doi :10.1029/1999GL011333.
- Andrews, D. (2000). *An Introduction to Atmospheric Physic*. Cambridge University Press.
- Andrews, D., Holton, J., and Leovy, C. (1987). *Middle Atmosphere Dynamics*. Academic Press.
- Angström, A. (1929). On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air. *Geografika Ann.*, 11 :156–166.
- Bailey, S., Baumgarten, G., Deland, M., Gumbel, J., Hervig, M., Karlsson, B., Lumpe, J., McNabb, J., Randall, C., Robert, C., Rusch, D., Russell, J., Shettle, E., Stevens, M., Thomas, G., and Von Savigny, C. (2009a). The PMC Particle Size Working Group : Goals, Implementation and Accomplishments. In *Layered Phenomena in the Mesopause Region Workshop*.
- Bailey, S., Baumgarten, G., Deland, M., Gumbel, J., Hervig, M., Karlsson, B., Lumpe, J., Petelina, S., Rapp, M., Randall, C., Robert, C., Rusch, D., Russell, J., Shettle, E., Stevens, M., Thomas, G., and Von Savigny, C. (2010). A working group for determining the state-of-the-art in mesospheric ice particle sizes. In *38th COSPAR Scientific Assembly*.
- Bailey, S., Merkel, A., Thomas, G., and Carstens, J. (2005). Observations of polar mesospheric clouds by the Student Nitric Oxide Explorer. *Journal of Geophysical Research*, 110(D13203). doi :10.1029/2004JD005422.
- Bailey, S., Merkel, A., Thomas, G., and Rusch, D. (2007). Hemispheric differences in Polar Mesospheric Cloud morphology observed by the Student Nitric Oxide Explorer. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 69 :1407–1418. doi :10.1016/j.jastp.2007.02.008.
- Bailey, S., Thomas, G., Rusch, D., Merkel, A., Jeppesen, C., Carstens, J., Randall, C., McClintock, W., and Russell III, J. (2009b). Phase functions of polar mesospheric cloud ice as observed by the CIPS instrument on the AIM satellite. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 71(3-4) :373–380. doi :10.1016/j.jastp.2008.09.039.

- Barrot, G. (2005). *GOMOS Detailed Processing Model Level 1b*. Agence Spatiale Européenne.
- Baumgarten, G. and Fiedler, J. (2008). Vertical structure of particle properties and water content in noctilucent clouds. *Geophysical Research Letters*, 35 :L10811. doi :10.1029/2007GL033084.
- Baumgarten, G., Fiedler, J., Fricke, K., Gerding, M., Hervig, M., Hoffmann, P., Müller, N., Pautet, P.-D., Rapp, M., Robert, C., Rusch, D., Von Savigny, C., and Singer, W. (2009). The noctilucent cloud (NLC) display during the ECOMA/MASS sounding rocket flights on 3 August 2007 : morphology on global to local scales. *Annales Geophysicae*, 27(3) :953–965. doi :10.5194/angeo-27-953-2009.
- Baumgarten, G., Fiedler, J., and Rapp, M. (2010). On microphysical processes of noctilucent clouds (NLC) : observations and modeling of mean and width of the particle size-distribution. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10 :6661–6668. doi :10.5194/acp-10-6661-2010.
- Baumgarten, G., Fricke, K., and Von Cossart, G. (2002). Investigation of the shape of noctilucent cloud particles by polarization lidar technique. *Geophysical Research Letters*, 29(13) :1630. doi :10.1029/2001GL013877.
- Becker, E. and Von Savigny, C. (2010). Dynamical heating of the polar summer mesopause induced by solar proton events. *Journal of Geophysical Research*, 115 :D00I18. doi :10.1029/2009JD012561.
- Berger, U. (2008). Modeling of middle atmosphere dynamics with LIMA. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 70 :1170–1200. doi :10.1016/j.jastp.2008.02.004.
- Berger, U. and Von Zahn, U. (1999). The two-level structure of the mesopause : A model study. *Journal of Geophysical Research*, 104(D18) :22083–22093.
- Berger, U. and von Zahn, U. (2002). Icy particles in the summer mesopause region : Three-dimensional modeling of their environment and two-dimensional modeling of their transport. *Journal of Geophysical Research*, 107(A11) :1366. doi :10.1029/2001JA000316.
- Bertaux, J.-L., Dalaudier, F., Hauchecorne, A., Chipperfield, M., Fussen, D., Kyrölä, E., Leppelmeier, G., and Roscoe, H. (2001). *Envisat GOMOS : An Instrument for Global Atmospheric Ozone Monitoring*. Agence Spatiale Européenne. SP-1244.
- Bertaux, J.-L., Kyrölä, E., Fussen, D., Hauchecorne, A., Dalaudier, F., Sofieva, V., Tamminen, J., Vanhellement, F., Fanton d’Anton, O., Barrot, G., Mangin, A., Blanot, L., Lebrun, J.-C., Pérot, K., Fehr, T., Saavedra, L., Leppelmeier, G., and Fraisse, R. (2010). Global ozone monitoring by occultation of stars : an overview of GOMOS measurements on ENVISAT. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10 :12091–12148. doi :10.5194/acp-10-12091-2010.
- Brasseur, G., Orlando, J., and Tyndall, G. (1999). *Atmospheric Chemistry and Global Change*. Oxford University Press.

- Brasseur, G. and Solomon, S. (2005). *Aeronomy of the Middle Atmosphere*. Springer.
- Carbary, J., Morrison, D., and Romick, G. (2003). Ultraviolet imaging and spectrographic imaging of polar mesospheric clouds. *Advances in Space Research*, 31(9) :2091–2096. doi :10.1016/S0273-1177(03)00233-3.
- Carbary, J., Morrison, D., and Romick, G. (2004). Evidence for bimodal particle distribution from the spectra of polar mesospheric clouds. *Geophysical Research Letters*, 31 :L13108. doi :10.1029/2004GL020101.
- Chabrilat, S. (2001). *Modélisation du changement global dans l'atmosphère moyenne*. PhD thesis, Université Libre de Bruxelles.
- Chandran, A., Rusch, D., Merkel, A., Palo, S., Thomas, G., Taylor, M., Bailey, S., and Russell III, J. (2010). Polar mesospheric cloud structures observed from the cloud imaging and particle size experiment on the aeronomy of ice in the mesosphere spacecraft : Atmospheric gravity waves as drivers for longitudinal variability in polar mesospheric cloud occurrence. *Journal of Geophysical Research*, 115 :D13102. doi :10.1029/2009JD013185.
- Chandran, A., Rusch, D., Palo, S., Thomas, G., and Taylor, M. (2009). Gravity wave observations in the summertime polar mesosphere from the Cloud Imaging and Particle Size (CIPS) experiment on the AIM spacecraft. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 71(3-4) :392–400. doi :10.1016/j.jastp.2008.09.041.
- Chu, X., Espy, P., Nott, G., Diettrich, J., and Gardner, C. (2006). Polar mesospheric clouds observed by an iron Boltzmann lidar at Rothera (67.5°S, 68.0°W), Antarctica from 2002 to 2005 : Properties and implications. *Journal of Geophysical Research*, 111(D20213). doi :10.1029/2006JD007086.
- Chu, X., Gardner, C., and Roble, R. (2003). Lidar studies of interannual, seasonal, and diurnal variations of polar mesospheric clouds at the South Pole. *Journal of Geophysical Research*, 108(D8) :8447. doi :10.1029/2002JD002524.
- Collins, R., Bailey, S., Berger, U., Lübken, F.-J., and Merkel, A. (2009). Special issue on global perspectives on the aeronomy of the summer mesopause region. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 71(3-4) :285–288. doi :10.1016/j.jastp.2008.11.001.
- Czechowsky, P., Rüster, R., and Schmidt, G. (1979). Variations of mesospheric structures in different seasons. *Geophysical Research Letters*, 6 :459–462. doi :10.1029/GL006i006p00459.
- Dalaudier, F. (2009a). *Analysis of the distortion of photometers sensitivity as a function of the SATU reading*. LATMOS. GOMOS technical note.
- Dalaudier, F. (2009b). *Data selection and processing*. LATMOS. GOMOS technical note.
- Dalaudier, F. (2009c). *Model for SATU and photometers*. LATMOS. GOMOS technical note.

- Dalaudier, F., Kan, V., and Gurvich, A. (2001). Chromatic Refraction with Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars. I. Description and Scintillation Correction. *Applied Optics*, 40(6) :866–877. doi :10.1364/AO.40.000866.
- Debye, P. (1909). Der Lichtdruck auf Kugeln von beliebigem Material. *Annalen der Physik*, 30(1) :57–136.
- Deland, M., Shettle, E., Thomas, G., and Olivero, J. (2003). Solar backscattered ultraviolet (SBUV) observations of polar mesospheric clouds (PMCs) over two solar cycles. *Journal of Geophysical Research*, 108(D8) :8445. doi :10.1029/2002JD002398.
- Deland, M., Shettle, E., Thomas, G., and Olivero, J. (2006a). A quarter-century of satellite polar mesospheric cloud observations. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 68(1) :9–29. doi :10.1016/j.jastp.2005.08.003.
- Deland, M., Shettle, E., Thomas, G., and Olivero, J. (2006b). Spectral measurements of PMCs from SBUV/2 instruments. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 68(1) :65–77. doi :10.1016/j.jastp.2005.08.006.
- Deland, M., Shettle, E., Thomas, G., and Olivero, J. (2007). Latitude-dependent long-term variations in polar mesospheric clouds from SBUV version 3 PMC data. *Journal of Geophysical Research*, 112(D10315). doi :10.1029/2006JD007857.
- Delmas, R., Mégie, G., and Peuch, V.-H. (2005). *Physique et chimie de l’atmosphère*. Belin.
- Donahue, T., Guenter, B., and Blamont, J. (1972). Noctilucent Clouds in Daytime : Circumpolar Particulate Layers Near the Summer Mesopause. *Journal of Atmospheric Sciences*, 29(6) :1205–1209.
- Eremenko, M., Petelina, S., Zasetsky, A., Karlsson, B., Rinsland, C., Llewellyn, E., and Sloan, J. (2005). Shape and composition of PMC particles derived from satellite remote sensing measurements. *Geophysical Research Letters*, 32 :L16S06. doi :10.1029/2005GL023013.
- ESA (2007). *GOMOS Product Handbook*. Agence Spatiale Européenne.
- Evans, W., Laframboise, L., Sine, K., Wiens, R., and Shepherd, G. (1995). Observation of polar mesospheric clouds in summer 1993 by the WINDII Instrument on UARS. *Geophysical Research Letters*, 22(20) :2793–2796. doi :10.1029/95GL03018.
- Farman, J., Gardiner, B., and Shanklin, J. (1985). Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction. *Nature*, 315 :207–210.
- Fels, S. (1985). Radiative-dynamical interactions in the middle atmosphere. *Advances in Geophysics*, 28(A) :277–300.
- Fiedler, J., Baumgarten, G., Berger, U., Hoffmann, P., Kaifler, N., and Lübken, F.-J. (2011). NLC and the background atmosphere above ALOMAR. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11 :5701–5717. doi :10.5194/acp-11-5701-2011.

- Fiedler, J., Baumgarten, G., and Lübken, F.-J. (2009). NLC observations during one solar cycle above ALOMAR. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 71(3-4) :424–433. doi :10.1016/j.jastp.2008.11.010.
- Fiedler, J., Baumgarten, G., and Von Cossart, G. (2005). Mean diurnal variations of noctilucent clouds during 7 years of lidar observations at ALOMAR. *Annales Geophysicae*, 23(4) :1175–1181. doi :10.5194/angeo-23-1175-2005.
- Fleming, E., Chandra, S., Schoeberl, M., and Barnett, J. (1988). *Monthly mean global climatology of temperature, wind, geopotential height and pressure for 0-120 km*. NASA Technical Memorandum 100697.
- Fussen, D. (2008). *GOMOS Bright Limb Project : straylight handling*. ESA / BIRA-IASB. Work Package 3.3.
- Gadsden, M. (1998). The North-West Europe data on noctilucent clouds : a survey. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 60(12) :1163–1174. doi :10.1016/S1364-6826(98)00072-8.
- Gadsden, M. and Schröder, W. (1989). *Noctilucent Clouds*. Springer-Verlag.
- Garcia, R., Lieberman, R., Russell III, J., and Mlynczak, M. (2005). Large-Scale Waves in the Mesosphere and Lower Thermosphere Observed by SABER. *Journal of Atmospheric Sciences*, 62 :4384–4399. doi :10.1175/JAS3612.1.
- Gerding, M., Höffner, J., Rauthe, M., Singer, W., Zecha, M., and Lübken, F.-J. (2007). Simultaneous observation of noctilucent clouds, mesospheric summer echoes, and temperature at a midlatitude station (54°N). *Journal of Geophysical Research*, 112(D12111). doi :10.1029/2006JD008135.
- Gerrard, A., Kane, T., Thayer, J., and Eckermann, S. (2004). Concerning the upper stratospheric gravity wave and mesospheric cloud relationship over Sondrestrom, Greenland. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 66(3-4) :229–240. doi :10.1016/j.jastp.2003.12.005.
- Gordley, L., Hervig, M., Fish, C., Russell III, J., Bailey, S., Cook, J., Hansen, S., Shumway, A., Paxton, G., Deaver, L., Marshall, T., Burton, J., Magill, B., Brown, C., Thompson, E., and Kemp, J. (2009). The solar occultation for ice experiment. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 71(3-4) :300–315. doi :10.1016/j.jastp.2008.07.012.
- Gumbel, J. and Karlsson, B. (2011). Intra- and inter-hemispheric coupling effects on the polar summer mesosphere. *Geophysical Research Letters*, 38 :L14804. doi :10.1029/2011GL047968.
- Gumbel, J. and Megner, L. (2009). Charged meteoric smoke as ice nuclei in the mesosphere : Part 1 - A review of basic concepts. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 71(12) :1225–1235. doi :10.1016/j.jastp.2009.04.012.

- Gumbel, J., Stegman, J., Murtagh, D., and Witt, G. (2001). Scattering phase functions and particle sizes in noctilucent clouds. *Geophysical Research Letters*, 28(8) :1415–1418. doi :10.1029/2000GL012414.
- Gumbel, J. and Witt, G. (1998). In situ measurements of the vertical structure of a noctilucent cloud. *Geophysical Research Letters*, 25(4) :493–496.
- Hansen, G., Serwazi, M., and Von Zahn, U. (1989). First detection of a noctilucent cloud by lidar. *Geophysical Research Letters*, 16(12) :1445–1448. doi :10.1029/GL016i012p01445.
- Hansen, J. and Travis, L. (1974). Light scattering in planetary atmospheres. *Space Science Reviews*, 16 :527–610. doi :10.1007/BF00168069.
- Hayman, M. and Thayer, J. (2010). Lidar polarization measurements of PMCs. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. doi :10.1016/j.jastp.2010.08.007, sous presse.
- Hedin, A. (1991). Extension of the MSIS Thermosphere Model into the Middle and Lower Atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 96(A2) :1159–1172.
- Hedin, J. (2009). *Rocket-borne in-situ measurements in the middle atmosphere*. PhD thesis, Stockholm University.
- Hemenway, C., Soberman, R., and Witt, G. (1964). Sampling of noctilucent cloud particles. *Tellus*, 16(1) :84–88. doi :10.1111/j.2153-3490.1964.tb00146.x.
- Hervig, M. and Gordley, L. (2010). Temperature, shape, and phase of mesospheric ice from Solar Occultation for Ice Experiment observations. *Journal of Geophysical Research*, 115 :D15208. doi :10.1029/2010JD013918.
- Hervig, M., Gordley, L., Deaver, L., Siskind, D., Stevens, M., Russell III, J., Bailey, S., Megner, L., and Bardeen, C. (2009a). First Satellite Observations of Meteoric Smoke in the Middle Atmosphere. *Geophysical Research Letters*, 36 :L18805. doi :10.1029/2009GL039737.
- Hervig, M., Gordley, L., Stevens, M., Russell III, J., Bailey, S., and Baumgarten, G. (2009b). Interpretation of SOFIE PMC measurements : Cloud identification and derivation of mass density, particle shape, and particle size. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 71(3-4) :316–330. doi :10.1016/j.jastp.2008.07.009.
- Hervig, M. and Siskind, D. (2006). Decadal and inter-hemispheric variability in polar-mesospheric clouds, water vapor, and temperature. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 68(1) :30–41. doi :10.1016/j.jastp.2005.08.010.
- Hervig, M., Thompson, R., McHugh, M., Gordley, L., Russell III, J., and Summers, M. (2001). First confirmation that water ice is the primary component of polar mesospheric clouds. *Geophysical Research Letters*, 28(6) :971–974.
- Hines, C. (1968). A Possible Source of Waves in Noctilucent Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 25(5) :937. doi : 10.1175/1520-0469(1968)025<0937 :AP-SOWI>2.0.CO ;2.

- Holton, J. (1979). *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press.
- Hultgren, K., Körnich, H., Gumbel, J., Gerding, M., Hoffmann, P., Lossow, S., and Megner, L. (2011). What caused the exceptional mid-latitude Noctilucent Cloud event in July 2009? *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. doi :10.1016/j.jastp.2010.12.008, *sous presse*.
- Karlsson, B. (2008). *Noctilucent clouds in a coupled atmosphere*. PhD thesis, Stockholm University.
- Karlsson, B. and Gumbel, J. (2005). Challenges in the limb retrieval of noctilucent cloud properties from Odin/OSIRIS. *Advances in Space Research*, 36 :935–942. doi :10.1016/j.asr.2005.04.074.
- Karlsson, B., Körnich, H., and Gumbel, J. (2007). Evidence for interhemispheric stratosphere-mesosphere coupling derived from noctilucent cloud properties. *Geophysical Research Letters*, 34 :L16806. doi :10.1029/2007GL030282.
- Karlsson, B., McLandress, C., and Shepherd, T. (2009). Inter-hemispheric mesospheric coupling in a comprehensive middle atmosphere model. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 71(3-4) :518–530. doi :10.1016/j.jastp.2008.08.006.
- Karlsson, B., Randall, C., Shepherd, T., Harvey, V., Lumpe, J., Nielsen, K., Bailey, S., Hervig, M., and Russell, J. (2011). On the seasonal onset of polar mesospheric clouds and the breakdown of the stratospheric polar vortex in the southern hemisphere. *Journal of Geophysical Research*, 116 :D18107. doi :10.1029/2011JD015989.
- Karlsson, B. and Rapp, M. (2006). Latitudinal dependence of noctilucent cloud growth. *Geophysical Research Letters*, 33 :L11812. doi :10.1029/2006GL025805.
- Keesee, R. (1989). Nucleation and Particle Formation in the Upper Atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 94(D12) :14683–14692.
- Khosravi, R., Brasseur, G., Smith, A., Rusch, D., Walters, S., Chabrillat, S., and Kockarts, G. (2002). Response of the mesosphere to human-induced perturbations and solar variability calculated by a 2-D model. *Journal of Geophysical Research*, 107(D18) :4358. doi :10.1029/2001JD001235.
- King, L. (1923). On the Complex Anisotropic Molecule in Relation to the Dispersion and Scattering of Light. *Proceedings of the Royal Society of London*, 104(726) :333–357.
- Kirkwood, S. and Stebel, K. (2003). Influence of planetary waves on noctilucent cloud occurrence over NW Europe. *Journal of Geophysical Research*, 108 :8440. doi :10.1029/2002JD002356.
- Kyrölä, E. and Blanot, L. (2007). *GOMOS Algorithm Theoretical Basis Document*. Agence Spatiale Européenne.

- Kyrölä, E., Tamminen, J., Sofieva, V., Bertaux, J.-L., Hauchecorne, A., Dalaudier, F., Fussen, D., Vanhellemont, F., Fanton d'Anton, O., Barrot, G., Guirlet, M., Mangin, A., Blanot, L., Fehr, T., Saavedra de Miguel, L., and Fraisse, R. (2010). Retrieval of atmospheric parameters from GOMOS data. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10 :11881–11903. doi :10.5194/acp-10-11881-2010.
- Leslie, R. (1885). Sky Glows. *Nature*, 32 :245. doi :10.1038/032245a0.
- Lindzen, R. (1981). Turbulence and Stress Owing to Gravity Wave and Tidal Breakdown. *Journal of Geophysical Research*, 86(C10) :9707–9714.
- López-Puertas, M., García-Comas, M., Funke, B., D., B.-P., Höpfer, M., Grabowski, U., Stiller, G., and Von Clarmann, T. (2009). Measurements of polar mesospheric clouds in infrared emission by MIPAS/ENVISAT. *Journal of Geophysical Research*, 114(D00I07). doi :10.1029/2009JD012548.
- Lord Rayleigh (1871a). On the light from the sky, its polarization and color. *Philosophical Magazine*, 41 :107–120, 274–279.
- Lord Rayleigh (1871b). On the scattering of light by small particles. *Philosophical Magazine*, 41 :447–454.
- Lorenz, L. (1890). Lysbevaegelsen i og uden for en af plane Lysbolger belyst Kugle. *Det Kongelige Danske Videbskabernes Selskabs Skrifter*, 6(6) :1–62.
- Ludlam, F. (1957). Noctilucent Clouds. *Tellus*, 9(3) :341–364. doi : 10.1111/j.2153-3490.1957.tb01890.x.
- Lumpe, J., Alfred, J., Shettle, E., and Bevilacqua, R. (2008). Ten years of Southern Hemisphere polar mesospheric cloud observations from the Polar Ozone and Aerosol Measurement instruments. *Journal of Geophysical Research*, 113(D04205). doi :10.1029/2007JD009158.
- Lübken, F.-J., Baumgarten, G., Fiedler, J., Gerding, M., Höffner, J., and Berger, U. (2008). Seasonal and latitudinal variation of noctilucent cloud altitudes. *Geophysical Research Letters*, 35 :L06801. doi :10.1029/2007GL032281.
- Lübken, F.-J. and Berger, U. (2007). Interhemispheric comparison of mesospheric ice layers from the LIMA model. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 69 :2292–2308. doi :10.1016/j.jastp.2007.07.006.
- Lübken, F.-J., Berger, U., and Baumgarten, G. (2009). Stratospheric and solar cycle effects on long-term variability of mesospheric ice clouds. *Journal of Geophysical Research*, 114 :D00I06. doi :10.1029/2009JD012377.
- Lübken, F.-J., Müllemann, A., and Jarvis, M. (2004). Temperatures and horizontal winds in the Antarctic summer mesosphere. *Journal of Geophysical Research*, 109 :D24112. doi :10.1029/2004JD005133.

- McClintock, W., Rusch, D., Thomas, G., Merkel, A., Lankton, M., Drake, V., Bailey, S., and Russell III, J. (2009). The cloud imaging and particle size experiment on the Aeronomy of Ice in the mesosphere mission : Instrument concept, design, calibration, and on-orbit performance. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 71(3-4) :340–355. doi :10.1016/j.jastp.2008.10.011.
- Megner, L. (2008). *Meteoric Aerosols in the Middle Atmosphere*. PhD thesis, Stockholm University.
- Megner, L. and Gumbel, J. (2009). Charged meteoric smoke as ice nuclei in the mesosphere : Part 2 - A feasibility study. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 71(12) :1236–1244. doi :10.1016/j.jastp.2009.05.002.
- Megner, L., Siskind, D., Rapp, M., and Gumbel, J. (2008). Global and temporal distribution of meteoric smoke : A two-dimensional simulation study. *Journal of Geophysical Research*, 113(D03202) :4392. doi :10.1029/2007JD009054.
- Merkel, A., Garcia, R., Bailey, S., and Russell III, J. (2008). Observational studies of planetary waves in PMCs and mesospheric temperature measured by SNOE and SABER. *Journal of Geophysical Research*, 113(D14202). doi :10.1029/2007JD009396.
- Merkel, A., Thomas, G., Palo, S., and Bailey, S. (2003). Observations of the 5-day planetary wave in pmc measurements from the Student Nitric Oxide Explorer Satellite. *Geophysical Research Letters*, 30(4) :1196. doi :10.1029/2002GL016524.
- Mie, G. (1908). Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen. *Annalen der Physik*, 25(3) :377–445.
- Mills, M., Toon, O., Vaida, V., Hintze, P., Kjaergaard, H., Schofield, D., and Robinson, T. (2005). Photolysis of sulfuric acid vapor by visible light as a source of the polar stratospheric CN layer. *Journal of Geophysical Research*, 110(D08201). doi :10.1029/2004JD005519.
- Miranda, N., Duesmann, B., Pinol, M., Giudici, D., and D’Aria, D. (2010). *Impact of the Envisat Mission Extension on SAR data*. Agence Spatiale Européenne.
- Mishchenko, M. and Travis, L. (1998). Capabilities and limitations of a current FORTRAN implementation of the T-matrix method for randomly oriented, rotationally symmetric scatterers. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 60(3) :309–324. doi :10.1016/S0022-4073(98)00008-9.
- Mishchenko, M., Travis, L., and Mackowski, D. (1996). T-matrix computations of light scattering by nonspherical particles : A review. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 55 :535–575. doi :10.1016/0022-4073(96)00002-7.
- Miyoshi, Y. and Hirooka, T. (1999). A Numerical Experiment of Excitation of the 5-Day Wave by a GCM. *Journal of Atmospheric Sciences*, 56(11) :1698–1707. doi :10.1175/1520-0469(1999)056<1698 :ANEEO>2.0.CO ;2.

- Molina, M. and Rowland, F. (1974). Stratospheric sink for chlorofluoromethanes : chlorine atomc-atalsed destruction od ozone. *Nature*, 249 :810–812. doi :10.1038/249810a0.
- Määttänen, A., Pérot, K., Montmessin, F., Hauchecorne, A., Gondet, B., Scholten, F., Hoffmann, H., Hauber, E., Gonzalez-Galindo, F., Forget, F., Bibring, J.-P., and Bertaux, J.-L. (2009). Mesospheric clouds on Mars and on the Earth. In *International Conference on Comparative Planetology : Venus - Earth - Mars*.
- Nielsen, K., Nedoluha, G., Chandran, A., Chang, L., Barker-Tvedtnes, J., Taylor, M., Mitchell, N., Lambert, A., Schwartz, M., and Russell III, J. (2011). On the origin of mid-latitude mesospheric clouds : The July 2009 cloud outbreak. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. doi :10.1016/j.jastp.2010.10.015, *sous presse*.
- Olivero, J. and Thomas, G. (2001). Evidence for changes in greenhouse gases in the mesosphere. *Advances in Space Research*, 28(7) :931–936. doi :10.1016/S0273-1177(01)00457-4.
- Petelina, S., Llewellyn, E., Degenstein, D., and Lloyd, N. (2006). Odin/OSIRIS limb observations of polar mesospheric clouds in 2001-2003. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 68 :42–55. doi :10.1016/j.jastp.2005.08.004.
- Plane, J. (2000). The role of sodium bicarbonate in the nucleation of noctilucent clouds. *Annales Geophysicae*, 18(7) :807–814. doi :10.1007/s00585-000-0807-2.
- Rapp, M. and Lübken, F.-J. (2004). Polar mesosphere summer echoes (PMSE) : review of observations and current understanding. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 4 :2601–2633. doi :10.5194/acp-4-2601-2004.
- Rapp, M., Lübken, F.-J., and Müllemann, A. (2002). Small-scale temperature variations in the vicinity of NLC : Experimental and model results. *Journal of Geophysical Research*, 107(D19) :4392. doi :10.1029/2001JD001241.
- Rapp, M., Strelnikova, I., Strelnikov, B., Hoffmann, P., Friedrich, M., Gumbel, J., Megner, L., Hoppe, U.-P., Robertson, S., Knappmiller, S., Wolff, M., and Marsh, D. (2010). Rocket-borne in situ measurements of meteor smoke : Charging properties and implications for seasonal variation. *Journal of Geophysical Research*, 115(D00I16). doi :10.1029/2009JD012725.
- Rapp, M. and Thomas, G. (2006). Modeling the microphysics of mesospheric ice particles : Assessment of current capabilities and basic sensitivities. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 68 :715–744. doi :10.1016/j.jastp.2005.10.015.
- Rault, D. (2005). Ozone profile retrieval from Stratospheric Aerosol and Gas Experiment (SAGE III) limb scatter measurements. *Journal of Geophysical Research*, 110 :D09309. doi :10.1029/2004JD004970.
- Robert, C. (2010). *Investigation of noctilucent cloud properties and their connection with solar activity*. PhD thesis, Universität Bremen.

- Robert, C., Von Savigny, C., Burrows, J., and Baumgarten, G. (2009). Climatology of noctilucent cloud radii and occurrence frequency using SCIAMACHY. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 71(3-4) :408–423. doi :10.1016/j.jastp.2008.10.015.
- Robert, C., Von Savigny, C., Ralpoe, N., Bovensmann, H., Burrows, J., Deland, M., and Schwartz, M. (2010). First evidence of a 27 day solar signature in noctilucent cloud occurrence frequency. *Journal of Geophysical Research*, 115(D00I12. doi :10.1029/2009JD012359.
- Rusch, D., Thomas, G., McClintock, W., Merkel, A., Bailey, S., Russell III, J., Randall, C., Jeppesen, C., and Callan, M. (2009). The cloud imaging and particle size experiment on the aeronomy of ice in the mesosphere mission : Cloud morphology for the northern 2007 season. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 71(3-4) :356–364. doi :10.1016/j.jastp.2008.11.005.
- Russell III, J., Bailey, S., Gordley, L., Rusch, D., Horányi, M., Hervig, M., Thomas, G., Randall, C., Siskind, D., Stevens, M., Summers, M., Taylor, M., Englert, C., Espy, P., McClintock, W., and Merkel, A. (2009). The Aeronomy of Ice in the Mesosphere (AIM) mission : Overview and early science results. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 71(3-4) :289–299. doi :10.1016/j.jastp.2008.08.011.
- Schröder, W. (2001). Otto Jesse and the Investigation of Noctilucent Clouds 115 Years Ago. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(11) :2457–2468.
- Seppälä, A., Verronen, P., Sofieva, V., Tamminen, J., Kyrölä, E., Rodger, C., and Clilverd, M. (2006). Destruction of the tertiary ozone maximum during a solar proton event. *Geophysical Research Letters*, 33 :L07804. doi :10.1029/2005GL025571.
- Shepherd, M., Evans, W., Hernandez, G., Offermann, D., and Takahashi, H. (2004). Global variability of mesospheric temperature : Mean temperature field. *Journal of Geophysical Research*, 109(D24117). doi :10.1029/2004JD005054.
- Shettle, E., Burton, S., Olivero, J., Thomas, G., and Thomason, L. (2002a). SAGE II measurements of polar mesospheric clouds. In *Mesospheric Clouds 2002*, volume 45. Memoirs of the British Astronomic Association.
- Shettle, E., Thomas, G., Olivero, J., Evans, W., Chardon, L., and Debrestian, D. (2002b). Three-satellite comparison of polar mesospheric clouds : Evidence for long-term change. *Journal of Geophysical Research*, 107(D12) :4134. doi :10.1029/2001JD000668.
- Siskind, D., Eckermann, S., and McCormack, J. (2003). Hemispheric differences in the temperature of the summertime stratosphere and mesosphere. *Journal of Geophysical Research*, 108(D2) :4051. doi :10.1029/2002JD002095.
- Siskind, D., Stevens, M., and Englert, C. (2005). A model study of global variability in mesospheric cloudiness. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 67 :501–513. doi :10.1016/j.jastp.2004.11.007.

- Sonnemann, G. and Grygalashvyly, M. (2005). Solar influence on mesospheric water vapor with impact on NLCs. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 67 :177–190. doi :10.1016/j.jastp.2004.07.026.
- Stevens, M., Conway, R., Englert, C., Summers, M., Grossmann, K., and Gusev, O. (2001). PMCs and the water frost point in the Arctic summer mesosphere. *Geophysical Research Letters*, 28(23) :4449–4452. doi :10.1029/2001GL013598.
- Stevens, M., Gumbel, J., Englert, C., Grossmann, K., Rapp, M., and Hartogh, P. (2003). Polar mesospheric clouds formed from space shuttle exhaust. *Geophysical Research Letters*, 30(10) :1546–1549. doi :10.1029/2003GL017249.
- Stevens, M., Siskind, D., Eckermann, S., Coy, L., McCormack, J., Englert, C., Hoppel, K., Nielsen, K., Kochenash, A., Hervig, M., C.E., R., Lumpe, J., Bailey, S., Rapp, M., and Hoffmann, P. (2010). Tidally induced variations of polar mesospheric cloud altitudes and ice water content using a data assimilation system. *Journal of Geophysical Research*, 115 :D18209. doi :10.1029/2009JD013225.
- Taha, G., Jaross, G., Fussen, D., Vanhellemont, F., Kyrölä, E., and McPeters, R. (2008). Ozone profile retrieval from GOMOS limb scattering measurements. *Journal of Geophysical Research*, 113 :D23307. doi :10.1029/2007JD009409.
- Taylor, M., Gadsden, M., Lowe, R., Zalcik, M., and Brausch, J. (2002). Mesospheric cloud observations at unusually low latitudes. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 64(8-11) :991–999. doi :10.1016/S1364-6826(02)00053-6.
- Thayer, J., Rapp, M., Gerrard, A., Gudmundsson, E., and Kane, T. (2003). Gravity-wave influences on Arctic mesospheric clouds as determined by a Rayleigh lidar at Sondrestrom, Greenland. *Journal of Geophysical Research*, 108(D8) :8449. doi :10.1029/2002JD002363.
- Thomas, G. (1991). Mesospheric clouds and the physics of the mesopause region. *Reviews of Geophysics*, 29(4) :553–575. doi :10.1029/91RG01604.
- Thomas, G. (1996). Is the polar mesosphere the miner’s canary of global change? *Advances in Space Research*, 18(3) :149–158.
- Thomas, G. (2003a). Are noctilucent clouds harbingers of global change in the middle atmosphere? *Advances in Space Research*, 32(9) :1737–1746. doi :10.1016/S0273-1177(03)00674-4.
- Thomas, G. (2003b). Noctilucent Clouds. *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, pages 1407–1414. doi :10.1016/B0-12-227090-8/00243-8.
- Thomas, G., Callan, M., and Chen, Z. (2000). Polar mesospheric cloud climatology : an improved data base from the SME satellite mission (1981-1986). In *AGU 81. EOS, Transactions American Geophysical Union. Spring Meeting Suppl.*, S336.

- Thomas, G., Marsh, D., and Lübken, F.-J. (2010). Mesospheric Ice Clouds as Indicators of Upper Atmosphere Climate Change. In *Workshop on Modeling Polar Mesospheric Cloud Trends*. EOS, Transactions American Geophysical Union.
- Thomas, G. and McKay, C. (1985). On the mean particle size and water content of polar mesospheric clouds. *Planetary and Space Science*, 33(10) :1209–1224. doi :10.1016/0032-0633(85)90077-7.
- Thomas, G., McPeters, R., and Jensen, E. (1991). Satellite Observations of Polar Mesospheric Clouds by the Solar Backscattered Ultraviolet Spectral Radiometer : Evidence of a Solar Cycle Dependence. *Journal of Geophysical Research*, 96(D1) :927–939.
- Thomas, G. and Olivero, J. (2001). Noctilucent clouds as possible indicators of global change in the mesosphere. *Advances in Space Research*, 28(7) :937–946. doi :10.1016/S0273-1177(01)00456-2.
- Thomas, G., Olivero, J., Deland, M., and Shettle, E. (2003). Comment on "Are Noctilucent Clouds Truly a 'Miner's Canary' for Global Change". *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 84(36) :352–353.
- Thomas, G., Olivero, J., Jensen, E., Schroeder, W., and Toon, O. (1989). Relation between increasing methane and the presence of ice clouds at the mesopause. *Nature*, 338 :490–492. doi :10.1038/338490a0.
- Thomas, G. and Stamnes, K. (1999). *Radiative Transfert in the Atmosphere and Ocean*. Cambridge University Press.
- Tukiainen, S., Kyrölä, E., Verronen, P., Fussen, D., Blanot, L., Barrot, G., Hauchecorne, A., and Lloyd, N. (2011). Retrieval of ozone profiles from GOMOS limb scattered measurements. *Atmospheric Measurement Techniques*, 4 :659–667. doi :10.5194/amt-4-659-2011.
- van de Hulst, H. (1957). *Light scattering by small particles*. Chapman & Hall.
- Vestine, E. (1934). Noctilucent Clouds. *Journal of the Royal Astronomical Society of Canada*, 28 :249.
- Von Savigny, C. and Burrows, J. (2007). Latitudinal variation of NLC particle radii derived from northern hemisphere SCIAMACHY/Envisat limb measurements. *Advances in Space Research*, 40 :765–771. doi :10.1016/j.asr.2006.12.032.
- Von Savigny, C., Petelina, S., Karlsson, B., Llewellyn, E., Degenstein, D., Lloyd, N., and Burrows, J. (2005). Vertical variation of NLC particle sizes retrieved from Odin/OSIRIS limb scattering observations. *Geophysical Research Letters*, 32(D03202) :L07806. doi :10.1029/2004GL021982.
- Von Savigny, C., Robert, C., Bovensmann, H., Burrows, J., and Schwartz, M. (2007a). Satellite observations of the quasi 5-day wave in noctilucent clouds and mesopause temperatures. *Geophysical Research Letters*, 34 :L24808. doi :10.1029/2007GL030987.

- Von Savigny, C., Sinnhuber, M., Bovensmann, H., Burrows, J., Kallenrode, M.-B., and Schwartz, M. (2007b). On the disappearance of noctilucent clouds during the january 2005 solar proton events. *Geophysical Research Letters*, 34 :L02805. doi :10.1029/2006GL028106.
- Von Zahn, U. (2003). Are Noctilucent Clouds Truly a 'Miner's Canary' for Global Change. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 84(28) :261–264.
- Warren, S. and Brandt, R. (2008). Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave : A revised compilation. *Journal of Geophysical Research*, 113 :D14220. doi :10.1029/2007JD009744.
- Waterman, P. (1965). Matrix formulation of electromagnetic scattering. *Proceedings of the IEEE*, 53(8) :805–812. doi :10.1109/PROC.1965.4058.
- Witt, G. (1957). Noctilucent Cloud Observations. *Tellus*, 9(3) :365–371. doi : 10.1111/j.2153-3490.1957.tb01891.x.
- Witt, G. (1961). Height, structure and displacements of noctilucent clouds. *Tellus*, 14(1) :1–18. doi : 10.1111/j.2153-3490.1962.tb00115.x.
- Witt, G. (1969). The nature of Noctilucent clouds. *Space Research*, 9 :157–169.
- Wrotny, J. and Russell III, J. (2006). Interhemispheric differences in polar mesospheric clouds observed by the HALOE instrument. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 68 :1352–1369. doi :10.1016/j.jastp.2006.05.014.